

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS ASTRONÓMICAS Y GEOFÍSICAS
ARGENTINA

TESIS DOCTORAL EN GEOFÍSICA

Interferometría sísmica en volcanes Andinos: Caracterización y monitoreo del subsuelo

Autor:

José Augusto CASAS

Directores:

Dr. Gabriela Alejandra BADI
(FCAG - UNLP, Argentina)

Dr. Deyan DRAGANOV
(TU-Delft, Países Bajos)

Febrero, 2019



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS ASTRONÓMICAS Y GEOFÍSICAS
ARGENTINA

DOCTORAL THESIS IN GEOPHYSICS

Seismic interferometry for Andean volcanoes: Characterization and monitoring of the subsurface

Author:

José Augusto CASAS

Advisors:

Dr. Gabriela Alejandra BADI
(FCAG - UNLP, Argentina)

Dr. Deyan DRAGANOV
(TU-Delft, The Netherlands)

February, 2019



La presente Tesis Doctoral, realizada por José Augusto CASAS y titulada
“Interferometría sísmica en volcanes Andinos: Caracterización y
monitoreo del subsuelo”, ha sido aprobada por:

The PhD Thesis presented by José Augusto CASAS entitled “Seismic
Interferometry for Andean volcanoes: Characterization and monitoring of
the subsurface” is hereby approved:

Miembro Jurado:

Dra. SABBIONE, Nora Cristina
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata
Argentina

Miembro Jurado:

Dr. SCHIMMEL, Martin
Departamento de Estructura y Dinámica de La Tierra y
Cristalografía
Instituto de Ciencias de La Tierra Jaume Almera (ICTJA)
España

Miembro Jurado:

Dr. CARDONA, Carlos Eduardo
Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS)
Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)
Chile

Director de Tesis:

Dra. BADI, Gabriela Alejandra
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata
Argentina

Director de Tesis:

Dr. DRAGANOV, Deyan
Department of Geoscience and Engineering
Delft University of Technology
The Netherlands

*“El camino es el que nos enseña la mejor forma de llegar,
y nos enriquece mientras lo estamos cruzando.”*

El peregrino de Compostela, 1987

Paulo Coelho

Agradecimientos

Quiero agradecer, en primer lugar, a los directores de esta tesis doctoral, Gabriela y Deyan. Agradezco a ambos por brindar las condiciones óptimas para mi desarrollo personal como joven científico, valorando mi trabajo, confiando en mis ideas, aportando en todo momento las suyas, motivándome con sus ganas de progresar e innovar, y haciéndome partícipe de sus tareas.

Quiero agradecer a las personas que han brindado, en mayor o menor medida, tiempo y conocimiento para que cada una de las metodologías implementadas en esta tesis haya podido ser realizada de la mejor manera posible; Elmer Ruigrok, Yohei Nishitsuji, María Laura Rosa, Cecilia Durán, Martin Schimmel, Mariano Agosto, Claudia Ravazzoli, Patricia Sruoga, Martín Gómez, Luis Franco Marín, Simone Lepore; Mario Ruiz, Victoria Olivera Craig; y especialmente el Dr. Dylan Mikesell, quien, con enorme generosidad y profesionalidad, me recibió y asistió de manera inmejorable durante mi estancia de investigación en la Universidad Estatal de Boise (Estados Unidos).

Agradezco también a todos aquellos que contribuyeron a mi formación durante estos años:

Al Estado Nacional Argentino, el cual realiza un enorme esfuerzo económico para posibilitar acceso gratuito a estudios universitarios y de posgrado,

A CONICET, organismo que financió los trabajos realizados con una beca doctoral interna,

A la Universidad Nacional de La Plata, y en su dependencia, a la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, por el espacio físico, las comodidades edilicias, la oferta académica, y los distintos programas como el de movilidad de doctorandos, profesores visitantes, entre otros,

A Sebastián García y Martín Gómez, por su confianza para la colaboración con la instalación y mantenimiento de instrumental en zonas volcánicas, y la integración a un grupo de trabajo emprendedor,

A los integrantes del Departamento de Sismología e Información Meteorológica, por las charlas y los almuerzos distendidos.

Realizar un doctorado significa muchas cosas, la mitad de las cuales no imaginaba en sus comienzos. Realizar un doctorado comenzó como un juego, en el cual a partir de datos disponibles, los mismos eran procesados, y luego interpretados, pasos que conducían a la resolución del problema. Muy simple hasta ese punto, más allá de las dificultades que, desde un comienzo, es esperable que surjan; ello es lo que hace interesante el camino. Ha sido una agradable sorpresa ir descubriendo la ciencia, lo que significa, lo que implica, y, más que un honor, contribuir a su desarrollo.

La realización del doctorado ha tocado cada rincón de mi personalidad. La necesidad de deconstruir esquemas previos en pos de un análisis racional y exhaustivo, ha provocado auténticos cambios, siempre con un objetivo claro en mente, aportar al desarrollo de conocimiento, con la responsabilidad que ello conlleva.

En lo que no me equivocaba, es en definirlo como un juego. Un juego que sigo aprendiendo a jugar, cuyas reglas no están todas escritas, cuyo camino está lejos de haber sido allanado completamente, y que se vuelve más interesante en cada nuevo nivel.

Quiero agradecer particularmente:

A Gaby,

Gracias por tu disponibilidad absoluta, paciencia, tranquilidad cuando los tiempos apuran, optimismo, confianza, análisis crítico, siempre proponiendo soluciones; alentando a hacer, ver, y discutir; por

compartir tu conocimiento, aclarar dudas, plantear dudas, por hacerme partícipe de los proyectos, involucrarme en tus tareas, siempre escuchar con gran empatía, por tu gran sentido común para saber cómo y cuándo decir las cosas, por enseñarme que el tiempo es maleable, y principalmente por mostrarme que se puede estar cansado, estresado, y/o abatido por alguna situación interna o externa al ambiente en el que nos movemos, pero eso seguramente no sea razón suficiente para disminuir la calidad del desenvolvimiento en el ambiente profesional.

A Deyan,

Primeramente, gracias por tu invaluable aporte de conocimiento y tu tiempo, gracias por estar siempre dispuesto, profesional y personalmente; por tu calidad humana y humildad; por alentar la creatividad, aceptar ideas diferentes; permitir equivocaciones, con el objeto de crecer durante su corrección; por enseñar la importancia de explorar las preguntas del mundo que nos rodea, que un amplio conocimiento permite un experto manejo del tiempo, y que cada problema debe ser minuciosamente analizado, pero al mismo tiempo es importante darle su lugar a la imaginación y la creatividad, para no obviar una posible mejor solución.

A mis Padres,

Gracias por proveer las condiciones óptimas para que, a la fecha, me encuentre en esta instancia. Nada de lo que diga o haga sería suficiente para expresar el agradecimiento de la gran cantidad de actos desinteresados que han brindado a mí y mis hermanos en todos estos años. Por ello, solo voy a dejar en este párrafo aquella enseñanza que mayormente ha marcado mi desenvolvimiento durante esta etapa de doctorado:

Ningún título universitario del mundo es capaz de brindar el sentido común, la empatía, la inteligencia (en su amplio espectro), y la coherencia, que se necesita para desarrollarse plena y adecuadamente en la vida, siendo la vida profesional solo una parte constitutiva de la misma. Despertá, analizá, viví, compartí. Gracias.

A mis Hermanos,

Gracias por ser los primeros que me enseñaron que a pesar de las diferencias de edad, gustos, ideas, personalidades, e intereses, siempre se puede transformar un almuerzo en un cóctel de peleas y risas... todas juntas.

A la persona que elijo día a día a mi lado,

Gracias por ser atenta, compañera, confidente, por abrazarme cuando no lo pido. Por excelencia, la atenuante de mis impulsos, un cable a tierra, mi compañera de risas.

A mis amigos,

Gracias por ser ustedes las personas elegidas para, no solo compartir vida, sino darle más sentido a la misma. Entre risas, discusiones, vacaciones, proyectos, recuerdos, y un largo etcétera, son uno de los mayores contribuyentes al bienestar emocional con el que cada una de mis tareas diarias se ha llevado a cabo.

A todos ustedes, INFINITAS GRACIAS

Prefacio

El presente manuscrito ha sido desarrollado con el objeto de cumplimentar las condiciones requeridas por la Universidad Nacional de La Plata (Argentina) para el otorgamiento del título de Doctorado en Geofísica.

Mediante estas palabras, se deja constancia de que el trabajo de investigación aquí publicado es original, y que no es parte del trabajo de tesis de algún otro título de Doctorado en la misma u otra institución académica.

Cada fragmento de esta tesis está desarrollada en idioma español. Complementariamente, se han traducido las secciones fundamentales al idioma inglés. Asimismo, se han incorporado los manuscritos de los trabajos científicos publicados (en inglés, ver lista de referencias debajo) que han motivado esta tesis.

Preface

The current manuscript has been developed for the partial fulfillment of the requirements at Universidad Nacional de La Plata (Argentina) for the degree of Doctor of Philosophy in Geophysics.

Through these words, the author states that the research described herein is original, and it is not part of any research work of any other PhD thesis at this or another institution.

Each chapter of this thesis is written in Spanish. In addition, essential sections are also written in English. Furthermore, the published scientific works (in English, see reference list below), which have motivated this thesis, are appended.

1. Casas, J. A., T. D. Mikesell, D. Draganov, S. Lepore, G.A. Badi, L. Franco, M. Gómez (2018). Shallow S-Wave Velocity Structure from Ambient Seismic Noise at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(4), 2183-2198.

2. Casas, J. A., D. Draganov, G. A. Badi, M. C. Manassero, V. H. Olivera Craig, L. Franco, M. Gomez, E. Ruigrok (2019). Seismic interferometry applied to local fracture seismicity recorded at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 134-144.

3. Casas, J. A., D. Draganov, G. A. Badi, L. Franco. Seismic interferometry applied to regional and teleseismic events recorded at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile. *Manuscript submitted for publication*.

4. Durán, A. C., J. A. Casas, G.A. Badi, D. Draganov, M. Ruiz. Monitoring of Cotacachi-Cuicocha Volcanic Complex (Ecuador) with ambient seismic noise. *In preparation*.

Índice - *Contents*

| | |
|---|-----------|
| Resumen | 1 |
| Abstract (<i>in English</i>) | 1 |
| I Introducción | 3 |
| I.1 ¿Cuál es la motivación general de esta tesis doctoral? | 4 |
| I.2 ¿Cuál es la problemática específica a resolver? | 5 |
| I.3 ¿Cómo es abordada la problemática? | 5 |
| I.4 ¿Cómo está organizada esta tesis? | 6 |
| II Introduction (<i>in English</i>) | 7 |
| II.1 What is the motivation for this PhD thesis? | 8 |
| II.2 What is the problem to be solved? | 9 |
| II.3 How do we address the problem? | 9 |
| II.4 How is this PhD thesis organized? | 10 |
| III Sistemas Magmáticos. Generalidades | 11 |
| IV Objetos de Estudio | 17 |
| IV.1 Contexto Geodinámico | 18 |
| IV.2 Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP) | 20 |
| IV.2.1 Marco tectónico específico | 21 |
| IV.2.2 Historia eruptiva | 22 |
| IV.2.3 Actualidad | 23 |
| IV.3 Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha (CVCC) | 27 |
| IV.3.1 Marco tectónico específico | 27 |
| IV.3.2 Historia eruptiva | 29 |
| IV.3.3 Actualidad | 29 |
| V Interferometría Sísmica | 31 |
| V.1 Introducción | 32 |
| V.2 Representación matemática | 34 |
| V.2.1 Fuentes impulsivas | 35 |
| V.2.2 Fuentes transitorias | 36 |
| V.2.3 Fuentes de ruido | 37 |
| V.3 Interferometría sísmica mediante autocorrelaciones | 38 |
| V.4 Campos difusos y Ruido sísmico ambiental | 40 |
| V.5 Monitoreo | 41 |
| VI Caracterización Sísmica del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa | 45 |
| VI.1 IS mediante autocorrelaciones de eventos de fractura | 45 |
| VI.1.1 Metodología | 45 |
| VI.1.2 Aplicación a sismos locales | 46 |
| VI.1.3 Aplicación a sismos regionales y telesismos | 56 |
| VI.2 IS mediante correlaciones cruzadas de ruido sísmico ambiental | 67 |
| VI.2.1 Metodología | 67 |
| VI.2.2 Aplicación | 67 |
| VI.2.3 Interpretación | 73 |

| | | |
|-------------|--|------------|
| VI.3 | Conclusiones | 74 |
| VII | Seismic characterization at the Planchón-Peteroa Volcanic Complex. <i>Published articles in English</i> | 78 |
| VII.1 | SI using autocorrelations of local seismic events | 78 |
| VII.2 | SI using cross-correlations of ambient seismic noise | 78 |
| VIII | Monitoreo sísmico del Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha | 106 |
| VIII.1 | Metodología | 106 |
| VIII.2 | Aplicación | 106 |
| VIII.2.1 | Procesamiento y Resultados | 106 |
| VIII.3 | Interpretación | 111 |
| VIII.4 | Conclusiones | 114 |
| IX | Conclusiones generales | 116 |
| X | General Conclusions (<i>in English</i>) | 118 |
| XI | Trabajos a futuro | 120 |
| | Listado de Figuras | 122 |
| | Listado de Tablas | 126 |
| | Referencias | 127 |

Resumen

A lo largo de la historia, los sistemas magmáticos activos han demostrado tener la capacidad de generar impactos negativos en las poblaciones vulnerables situadas en sus cercanías. Cada año, aproximadamente 7% de la población mundial se ve afectada en mayor o menor medida por los diversos sucesos de origen volcánico. La comunidad científica y los gobiernos locales dirigen esfuerzos (políticos, económicos, recursos humanos) con la finalidad de paliar las posibles consecuencias adversas originadas por la actividad volcánica. El desarrollo de conocimiento sobre los mecanismos que conducen a la actividad observada, las estructuras subsuperficiales que intervienen, y la construcción de los escenarios futuros más probables, resulta fundamental para la eficiente aplicación de medidas de reducción de riesgo por amenazas volcánicas.

La presente tesis doctoral representa una contribución al conocimiento de las condiciones físicas subsuperficiales de dos sistemas volcánicos andinos, el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP) y el Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha (CVCC). Estos complejos volcánicos, si bien sufrieron grandes erupciones en el pasado, con destrucción de sus edificios volcánicos, flujos piroclásticos, y avalanchas, motivos de su elevada peligrosidad, actualmente poseen niveles de actividad moderados a bajos. El limitado nivel de riesgo de estos complejos ha motivado una escasa densificación de su instrumentación. El CVPP y el CVCC sugieren una oportunidad para la implementación de nuevas técnicas que exploten al máximo la información contenida en las señales sísmicas registradas en sus cercanías. Esta tesis propone entonces, la aplicación de distintas metodologías basadas en la técnica interferometría sísmica (IS) a registros adquiridos en el área del CVPP y del CVCC.

Desde el año 2010, el CVPP ha sido monitoreado por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), a través de las estaciones de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV-SERNAGEOMIN, Chile) desplegadas sobre el territorio chileno (red OVDAS); y recientemente por el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR, Argentina), a partir de la información adquirida por estaciones en suelo argentino. Esta información es utilizada para la identificación de los diferentes tipos de señales y la estimación de la distribución espacial de las fuentes sísmicas. Adicionalmente, durante el año 2012, seis estaciones sísmicas (red PV) fueron temporalmente (un año) instaladas por el proyecto MalARRgue sobre el flanco oriental del CVPP. En una etapa previa al presente trabajo de tesis, este mismo grupo de investigación ha utilizado los registros sísmicos de la red PV para caracterizar la actividad sismovolcánica del CVPP, realizar un análisis de atenuación sísmica en el área, y localizar los eventos sísmicos identificados; asimismo, ha utilizado la información otorgada por las redes PV y OVDAS para el refinamiento de la ubicación de los eventos de fractura registrados. El conocimiento de la disposición en el subsuelo de las fuentes de los sismos locales es el punto de partida para la aplicación de IS basada en autocorrelaciones de eventos locales seleccionados. Sus resultados proveen una estimación precisa de la profundidad de las discontinuidades con mayor contraste de impedancia sísmica debajo de cada una de las estaciones de las redes PV y OVDAS, hasta una profundidad de 4 km, demostrando una elevada correlación con la información geológica disponible para el área. Además, estos resultados sugieren la presencia de zonas caracterizadas por una elevada heterogeneidad, así como de una zona de acumulación de material magmático en la región más occidental de análisis. Las interpretaciones inferidas refuerzan el modelo de subsuelo desarrollado por [Benavente \(2010\)](#) para el área del CVPP construido mediante análisis de fluidos termales y sensores remotos. Los resultados obtenidos son datos fundamentales para las técnicas de modelado de la dinámica interna del sistema magmático.

Con el objeto de extender la caracterización del subsuelo a mayores profundidades, se utilizan los registros sísmicos adquiridos por las redes PV y OVDAS para la aplicación de IS mediante autocorrelaciones a sismos regionales y telesismos, aquellos seleccionados de acuerdo a su magnitud, localización, y ángulo de incidencia de la energía de onda P. La aplicación de esta metodología para tres rangos de frecuencias

particulares permite precisar la profundidad de rasgos relevantes a la tectónica regional (discontinuidades intracorticales, discontinuidad corteza-manto, techo y base del bloque subductante, zona de baja velocidad litosférica, discontinuidad litósfera-astenosfera, zona de baja velocidad astenosférica) en el subsuelo debajo de las estaciones de las redes PV y OVDAS, así como la inferencia de las zonas de mayor probabilidad de acumulación de material fundido en la corteza.

La información sísmica registrada por las estaciones de la red PV es utilizada para la extracción y análisis de la información de ondas superficiales contenidas en el ruido sísmico ambiental, logrando mejorar la resolución de los modelos de velocidad en sus primeras capas. Para ello, se utilizan ventanas temporales seleccionadas de acuerdo a su correspondencia con señales de fuentes ubicadas en las áreas de fase estacionaria para cada par de estaciones, en el rango de frecuencias $[0.8, 4]$ Hz. Construidas las curvas de dispersión, se prosiguió a la obtención de los perfiles de velocidad de onda S, las cuales sugieren la presencia de dos capas bien diferenciadas en los primeros 350 m del subsuelo. La distribución espacial de velocidades de onda S permite una interpretación de los posibles factores (litología, porosidad, contenido de agua) que condicionan este comportamiento.

Los resultados obtenidos de la aplicación de IS mediante autocorrelaciones a eventos seleccionados, en integración con los obtenidos de la IS por correlaciones de ruido sísmico ambiental, permiten elaborar un modelo de subsuelo volcánico a niveles corticales, el cual posibilita la identificación de las zonas de mayor probabilidad de acumulación de fundido magmático.

El CVCC ha sido monitoreado por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN, Ecuador) desde el año 1988, momento en el que instaló la primera estación sismológica dada la clasificación este complejo volcánico como potencialmente activo. Hacia el año 2010 mostró un incremento de su actividad, lo que condujo a la instalación de tres estaciones sismológicas adicionales. Las señales sísmicas registradas por la red de monitoreo del CVCC son utilizadas, en el marco de esta tesis, para la aplicación de una novedosa variación de la técnica IS, basada en la correlación de ruido sísmico ambiental registrado en distintas componentes de una misma estación. Esta metodología permite caracterizar la magnitud y ubicación de los cambios subsuperficiales ocurridos en el CVCC. Los resultados para el periodo de registro (Mayo de 2011 a enero de 2016) indican variaciones leves de velocidad ($< 3\%$), manifestando un aumento del parámetro hacia la zona norte del complejo, en la zona del volcán inactivo Cotacachi, y una disminución del mismo en la zona sur, en el área del volcán Cuicocha. El menor error relativo de los resultados para las componentes cruzadas refuerza su utilización en lugar de las autocorrelaciones, para las cuales se observa una probable mayor sensibilidad a las variaciones espacio-temporales de las fuentes de ruido.

La presente tesis doctoral logra suministrar información fundamental sobre las condiciones subsuperficiales del CVPP y el CVCC, evidencia científica que no solo demuestra la versatilidad de las técnicas de IS en sistemas geodinámicos complejos (como lo son las zonas volcánicas) y para bases de datos de distinta naturaleza (eventos sísmicos, ruido sísmico ambiental -ondas de cuerpo y ondas superficiales), sino que proporciona resultados que serán de utilidad a las metodologías del monitoreo orientadas a la estimación y reducción del riesgo de origen volcánico en las áreas del CVPP y el CVCC.

Abstract

Through history, active magmatic systems have exposed their potential to cause negative impacts on nearby populations. Each year, around 7% of the worldwide population is affected by volcanic processes. The scientific community and the local governments encourage (political, financial, and human resource) investments aiming to mitigate likely adverse consequences originating by volcanic activity. Gaining knowledge about the physical mechanisms causing the observed volcanic phenomena and about involved subsurface structures, as well as developing the most likely future scenarios, are fundamental for efficient application of reducing risk strategies.

This PhD thesis contributes to the knowledge of two Andean volcanic systems, i.e., the Planchón-Peteroa Volcanic Complex (PPVC) and the Cotacachi-Cuicocha Volcanic Complex (CCVC). Even though these volcanic complexes produced big eruptions collapsing parts of their edifices and developing pyroclastic flows and lahars (all of which explain their high hazard), they currently present low-to-moderate activity. The lately limited risk of the PPVC and the CCVC has restricted a dense monitoring arrays. These volcanic complexes suggest an opportunity for applying new methodologies in order to make the most of the seismic signals recorded nearby. Therefore, this thesis proposes applying seismic interferometry methodologies to data recorded around the area of PPVC and CCVC.

Since 2010, the PPVC has been monitored by the Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), through the stations of the Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV-SERNAGEOMIN, Chile) located in Chile (from here on, OVDAS array); and recently by the Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR, Argentina) through seismic stations located in Argentina. In particular, the seismic information is used for identifying signals and analyzing the spatial distribution of the seismic sources. Furthermore, six seismic stations (from here on, PV array) were temporally (01-2012 to 01-2013) installed by the MalARRgue project on the eastern flank of the PPVC. Previously to the development of this thesis, the same collaborating research group has characterized the seismo-volcanic activity recorded at the PPVC, analyzed seismic attenuation properties, and located seismic events; additionally, the location of these seismic sources have been improved using stations deployed in both Argentina and Chile. Locating seismic events around the PPVC is a first step for applying SI based on autocorrelations to local seismic events. Through application of this methodology, we estimated the depth of structures with sufficiently high impedance contrast underneath each of the stations of the PV and OVDAS arrays down to 4 km depth. Our results show a high correlation with the geological information available for the area; our results also indicate the location of highly heterogeneous zones, one of which we interpreted as an area of magma storage located along the western section of the analyzed area. Our interpretations agree with the model proposed by [Benavente \(2010\)](#) for the PPVC based on geological, geochemical, and remote sensing data. Our results are fundamental for future applications of modeling techniques on the dynamics of the magmatic systems.

In order to characterize deeper subsurface structures, we applied SI using autocorrelations of regional and teleseismic events recorded by stations located in Argentina and Chile. The events were selected according to their magnitude, location, and P-wave angle of incidence. Applying SI to three ranges of frequencies allowed identification of relevant tectonic features (intra-crustal discontinuities, crust-mantle discontinuity, top and bottom of subducting slab, lithospheric low-velocity zone, lithosphere-asthenosphere discontinuity, asthenospheric low-velocity zone) below stations located in the area, as well as inference of the most likely zones of magma storage through depth down to the Moho.

Based on analyses and processing of the ambient seismic noise recorded on the eastern flank of the PPVC, we improved the resolution of the very first layers of the velocity models. We used time windows selected according to the location of sources in the stationary-phase area for each station pair in the

range [0.8, 4] Hz. We obtained the dispersion curves and, consequently, estimated the S-wave velocity. Our results suggest two layers in the first 350 m. The spatial distribution of the obtained S-wave velocity might be caused by changes in lithology, porosity, and water content.

Combining the results obtained through application of SI using autocorrelations and SI using correlations of ambient seismic noise allowed the development of a crustal model at the PPVC, which provides information about the most likely depths for magma storage.

The CCVC has been monitored by the Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN, Ecuador) since 1988, when the first seismic station was installed after its classification as potentially active. In 2010, the CCVC increased its general volcanic activity motivating the deployment of three extra seismic stations. We used the data recorded by this four-station seismic array for applying a novel variation of SI based on cross-component cross-correlation of ambient seismic noise. We obtained information about the magnitude and location of the subsurface changes in the CCVC during the analyzed period (May 2011 to January 2016). Our results indicate smooth velocity variations ($< 3\%$), showing a velocity increase along the northern area (i.e., proximal to the inactive Cotacachi volcano) while a velocity decrease by the southern area (i.e., near the active Cuicocha volcano).

This thesis provides valuable information about subsurface conditions at the PPVC and CCVC. This work stresses the versatility of SI for studying complex geodynamic systems (like volcanoes) and for using input data of diverse nature (seismic events, ambient seismic noise –body or surface waves). The obtained results are expected to be useful for research studies aiming to estimate and mitigate volcanic risk.

Capítulo I

Introducción

“Todo hombre, por naturaleza, desea saber.”

Aristóteles (384 AC-322 AC)

Tanto la variedad de las morfologías asociadas a las estructuras observadas en superficie (pliegues, fallas, montañas, valles, entre otros) como la ocurrencia de una multiplicidad de fenómenos naturales (desde vientos, lluvias, cambios de temperatura, nevadas, y la acción de los seres vivos, hasta procesos orogénicos, sismos, erupciones volcánicas, tsunamis, huracanes, tornados, inundaciones, etc.), son claras manifestaciones de que el planeta Tierra es un sistema dinámico.

A lo largo de los siglos, la necesidad, preocupación, y responsabilidad por adquirir conocimiento sobre los procesos que originan los fenómenos observados (y sus productos) han conducido al desarrollo de las Ciencias de la Tierra, y dentro de ella, a diversas disciplinas como la Geología, Física, Química, Geofísica, Astronomía, entre otras (Wolf, 1935). Mediante la aplicación del método científico, basado en la identificación y formulación del problema a resolver, la adquisición de información a través de la observación y la experimentación, y la elaboración y contraste de teorías (Einstein, 1934), estas disciplinas se han encargado de adquirir evidencia científica sobre la cual se han desarrollado las teorías que explican el funcionamiento de muchos de los procesos que ocurren en el planeta. Sin embargo, la complejidad intrínseca a estos sistemas analizados ha limitado su nivel de conocimiento.

Esta tesis doctoral constituye un aporte al conocimiento de sistemas magmáticos seleccionados, contribuyendo, paralelamente, a la respuesta de preguntas abiertas en el campo de la volcanología.

I.1 ¿Cuál es la motivación general de esta tesis doctoral?

El planeta Tierra presenta más de 1500 volcanes activos, es decir, sistemas magmáticos que han manifestado al menos una erupción en los últimos 10 mil años. El registro de erupciones se considera completo desde 1950, según el cual en promedio ocurren entre 50 y 70 erupciones anuales (aproximadamente la mitad de ellas con continuidad de un año al otro), afectando, alrededor de 7% de la población mundial (~400 millones de personas) (Bignami et al., 2012; Loughlin et al., 2013).

Muchas son las razones por las que estas comunidades deciden permanecer en las cercanías a los centros eruptivos, entre ellas, factores económicos (acceso a los recursos naturales como agua, suelos fértiles, o energía geotérmica; actividades laborales como la agricultura o turismo; etc.), y factores sociales (fundamentos políticos, históricos, o culturales como distribución desproporcionada de recursos, significancias religiosas o espirituales, entre otros).

Numerosos sucesos históricos (Pinatubo, Filipinas, 1991, más de 740 muertes; El Chichón, México, 1982, >2000; Santa María, Guatemala; 1902, >5000; Tarawera, Nueva Zelanda, 1886, 153; Krakatau, Indonesia, 1883, ~ 36400; Galunggung, Indonesia, 1822, 4011; entre muchos otros) atestiguan la vulnerabilidad de las poblaciones humanas ante los procesos de origen volcánico. Del análisis de cada uno de estos eventos, se observa la necesidad de fuertes políticas sociales orientadas a la mitigación del riesgo volcánico, acompañadas de un trabajo científico multidisciplinario que contribuya a la adquisición de conocimiento preciso sobre las características de los sistemas magmáticos bajo estudio. De esta manera, a partir del registro de la actividad de los sistemas de interés por medio de instrumental apropiado y de las estrategias adecuadas (aquellas que involucren una correcta distribución de los primeros, la selección de las metodologías de procesamiento de los registros, la capacitación de recurso humano, el desarrollo de planes de acción, entre otros), será posible la elaboración de alertas tempranas de amenazas, las que contribuirán a una reducción del riesgo experimentado por las poblaciones e infraestructura localizadas en áreas volcánicas activas (Loughlin et al., 2013). Sin embargo, esta tarea ha sido históricamente difícil de satisfacer. Entre las causas más relevantes destacamos el conocimiento insuficiente sobre la actividad eruptiva de los sistemas analizados, su evolución geológica, su dinámica (antes, durante, y posteriormente a una erupción), su estructura subsuperficial, las características de sus componentes (magma, roca reservorio, y su interrelación), la escala de tiempo de variación de los procesos sucedidos. El conocimiento de un sistema volcánico puede construirse mediante la adquisición de información científica multidisciplinaria (geología, geofísica, geodesia, geoquímica), información que debe ser cuidadosamente procesada, analizada, e interpretada, con el objeto de describir apropiadamente las características de dicho sistema. Esta información será de gran utilidad para la vigilancia del sistema, permitiendo una mejor interpretación de su comportamiento y el establecimiento de alertas tempranas y pronósticos eruptivos más acertados.

En los últimos años, el avance tecnológico ha permitido una aceleración del desarrollo del conocimiento en volcanología, sin embargo, aún queda mucho camino por recorrer. Del gran número de interrogantes actuales, destacamos:

- En base a la potencialidad del instrumental y las metodologías actuales, ¿qué y cuánto podemos conocer sobre los sistemas magmáticos bajo estudio?
 - ¿Cuánto conocimiento es necesario para la construcción de eficientes alertas tempranas y pronósticos?
 - ¿Cuáles son los procesos que dan origen a las erupciones?
 - ¿Cuál es el porcentaje de aleatoriedad de los procesos eruptivos?, ¿Cuál es su grado de predictibilidad?
 - ¿Podemos reconocer unívocamente precursores de una erupción?
 - Asumiendo que los procesos eruptivos suceden a partir de una relación de causa y efecto, modelados por ecuaciones de comportamiento (aunque las mismas no sean conocidas en su totalidad) de las condiciones físicas involucradas, las erupciones, ¿estarán asociadas a un tiempo característico, aquel en el que ocurre la totalidad de la actividad precursora de una erupción?
- Luego,
- o ¿Será este tiempo característico suficientemente grande como para detectar una inminente erupción?
 - o ¿Los parámetros utilizados por los observatorios mundiales, son los más adecuados para la realización de alertas tempranas?
 - o ¿Es, la actividad precursora, suficientemente energética como para ser detectada por la instrumentación instalada? ¿Es, la instrumentación, apropiada para los fines propuestos?
- Entre muchas otras (Sparks et al., 2012; Sigurdsson et al., 2015; Cooper, 2017).

I.2 ¿Cuál es la problemática específica a resolver?

Si bien los productos de la dinámica de los sistemas volcánicos (tales como el suministro de recursos naturales) pueden ser beneficiosos para las comunidades aledañas a los centros eruptivos, sus efectos adversos pueden ser devastadores. La conjunción de los peligros asociados a los procesos volcánicos y el desconocimiento del sistema que les da origen (condiciones físicas, y su evolución temporal), impiden una adecuada estimación del riesgo experimentado por las comunidades que habitan en estas zonas, y, consecuentemente, el desarrollo de estrategias exitosas en la mitigación del riesgo de origen volcánico.

La Cordillera de Los Andes (por simplicidad, los Andes) es una cadena montañosa ubicada a lo largo del borde occidental de América del Sur, originada a partir de procesos tectónicos convergentes, los cuales han favorecido el desarrollo de sistemas volcánicos activos. Estos volcanes han sido catalogados desde el año 1532, registrando más de 600 erupciones con un saldo de ~ 25000 muertes (la gran mayoría asociada a la erupción del Nevado del Ruiz, Colombia, de 1985). Sin embargo, si bien más de 20 millones de personas habitan a una distancia menor de 100 km de alguna de las estructuras volcánicas potencialmente activas localizadas en los Andes, una gran proporción de estos volcanes aún carecen de un sistema instrumental de monitoreo (Tilling, 2009; Brown et al., 2015).

Esta tesis doctoral se emprende bajo la propuesta de contribuir a la solución de diversas cuestiones planteadas en la volcanología, mediante la elaboración de productos científicos que contribuyan al entendimiento de sistemas magmáticos específicos (aquellos seleccionados como objeto de estudio) y en consecuencia, a la reducción del riesgo experimentado por las poblaciones cercanas a los mismos. El presente manuscrito realiza un aporte a la resolución de preguntas tales como:

- ¿Qué existe en el subsuelo volcánico?, ¿Cómo podemos obtener esa información?, ¿Cómo afectan las heterogeneidades a la información sísmica registrada?;
- ¿Cómo cambian las condiciones físicas de los sistemas magmáticos con la profundidad?;
- ¿A qué parámetros o condiciones del subsuelo son más sensibles las metodologías utilizadas?, ¿Cuáles son las interpretaciones posibles a raíz de la información disponible?;
- ¿Cómo se relacionan los resultados aportados desde diversas áreas del conocimiento (geología, geoquímica, etc.) a las interpretadas mediante el procesamiento de datos sísmicos en el área?;
- ¿Qué cambios se han producido en la estructura volcánica con el tiempo?, ¿Cuáles son sus causas?

I.3 ¿Cómo es abordada la problemática?

Las actividades de investigación descriptas en esta tesis doctoral surgen de la colaboración internacional de distinguidos grupos científicos de los Países Bajos (Universidad Tecnológica de Delft), los Estados Unidos (Universidad Estatal de Boise), Chile (Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, SERNAGEOMIN), Ecuador (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional), y Argentina (Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata; y el *International Center for Earth Sciences*, Comisión Nacional de Energía Atómica).

Este trabajo doctoral contribuye al conocimiento de dos sistemas magmáticos andinos, el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa –CVPP (Argentina-Chile) y el Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha –CVCC (Ecuador). Estos dos sistemas magmáticos presentan registros históricos de erupciones mayores (11500 AP para CVPP y 3100 AP para CVCC), las que provocaron la destrucción de sus edificios volcánicos, con formación de calderas, flujos piroclásticos, y lahares. Su actividad posterior menor (veintena de erupciones menores explosivas holocenas para CVPP y una última erupción datada 1300 AP en el CVCC) condujo a la limitada cantidad de estudios hasta el momento, a pesar de presentar una población de, aproximadamente, 635.000 y 3.200.000 habitantes en un radio de 100 km alrededor del CVPP y CVCC, respectivamente (*Global Volcanism Program, Smithsonian Institution*).

La aplicación de metodologías basadas en la técnica interferometría sísmica (IS), a datos registrados por estaciones instaladas en la superficie del CVPP y el CVCC, posibilita la descripción de la estructura subsuperficial y la dinámica interna de estos sistemas volcánicos. A lo largo de este escrito, se describe la aplicación de las tres metodologías empleadas, dedicadas a la caracterización del subsuelo y la estimación de los cambios subsuperficiales ocurridos, se discuten las implementaciones y sus resultados, y se describen las interpretaciones para cada complejo volcánico.

La sismicidad registrada por redes operando de manera simultánea en ambos flancos del CVPP posibilita la aplicación de IS a datos de cada estación. La utilización de eventos de variada distancia epicentral permite una mejor estimación de las principales estructuras del subsuelo debajo de cada una de ellas, hasta una profundidad máxima de 400 km. Estos resultados concuerdan con la información científica disponible para este complejo volcánico, aportando, complementariamente, información sobre zonas de mayor heterogeneidad, profundidad de posibles zonas de acumulación de material magmático, y, a mayores profundidades, la ubicación de rasgos tectónicos. Asimismo, la IS aplicada a ruido sísmico ambiental permite incrementar el conocimiento de las primeras capas del subsuelo del flanco oriental del CVPP, posibilitando un análisis de las estructuras subsuperficiales y sus condiciones físicas.

Esta tesis también comprende la aplicación de IS para el análisis de la evolución subsuperficial del CVCC. La metodología implementada suministra información acerca de los cambios relativos de velocidad sísmica en el volcán, los cuales son contrastados con la información científica disponible para el área (sismicidad, precipitaciones, temperatura). La información obtenida constituye un marco de referencia para el análisis de los cambios subsuperficiales durante periodos de mayor nivel de complejidad.

I.4 ¿Cómo está organizada esta tesis?

El presente Capítulo I expone la motivación de esta tesis doctoral y las problemáticas específicas a las que sus resultados contribuyen. El Capítulo III comprende la descripción general de los sistemas magmáticos, con un enfoque en su dinámica, productos, y monitoreo. El Capítulo IV provee información sobre el contexto geológico, la historia eruptiva, las estructuras geológicas, el instrumental desplegado, y el estado actual de actividad de los complejos volcánicos objetos de estudio de esta tesis, el Planchón-Peteroa (Argentina-Chile) y el Cotacachi-Cuicocha (Ecuador). El Capítulo V contiene la presentación, descripción cualitativa, y explicación formal de la técnica interferometría sísmica y de las metodologías que de ella derivan, aquellas que son implementadas en las aplicaciones que materializan esta tesis doctoral (capítulos VI y VIII). La interferometría sísmica puede ser utilizada tanto para la caracterización como para el monitoreo de un sistema magmático. El Capítulo VI muestra la aplicación de dos metodologías dedicadas a la caracterización del subsuelo volcánico, a partir del registro de eventos sísmicos (VII.1) y de ruido sísmico ambiental (VII.2), respectivamente. Asimismo, el Capítulo VIII describe la implementación de la metodología de monitoreo seleccionada, aquella basada en interferometría sísmica de ruido ambiental, la que permite estimar las variaciones de velocidad del subsuelo.

Por último, los capítulos IX y XI exponen las conclusiones generales de esta investigación, así como los trabajos que se plantean realizar a futuro, con el objeto de complementar los resultados obtenidos, incrementar la información disponible sobre los sistemas magmáticos analizados, y reducir la incertidumbre de los resultados, aportando a una interpretación multidisciplinaria más completa, detallada, y sólida.

Chapter II

Introduction (*in English*)

“All men, by nature, desire knowledge.”

Aristotle (384 BC – 322 BC)

The diverse geomorphologies on the Earth’s surface (folds, faults, ranges, valleys, etc.) as well as the observed (or measured) natural phenomena (winds, rain, temperature variations, snow, human modifications, orogen processes, earthquakes, volcanic eruptions, tsunamis, hurricanes, tornadoes, floods, etc.) are clear evidence of a dynamic Earth.

Through centuries, the need, concern, and responsibility for gaining knowledge of the processes causing the observed phenomena have motivated the development of the Earth Sciences and, consequently, disciplines like Geology, Physics, Chemistry, Geophysics, Astronomy, among many others (Wolf, 1935). Based on the application of the scientific method, which comprises identification and formulation of the problem to solve, acquisition of information through observation and experimentation, and contrast of new interpretations with previous knowledge and/or proposition of new theories (Einstein, 1934), these disciplines have provided the scientific evidence upon which the theories explaining many of the processes in and around the Earth are developed. Nevertheless, the high complexity of the studied volcanic systems has limited its understanding.

The present PhD thesis provides knowledge of selected magmatic systems; it also contributes to answer open questions in volcanology.

II.1 What is the motivation for this PhD thesis?

More than 1,500 volcanoes are currently active, i.e., magmatic systems which have shown at least one eruption during the last 10,000 years. The catalogs for eruptions are completed since 1,950, they report an average of 50-70 eruptions per year (half of which continues from one year to the next), affecting around 7 % of the worldwide population (i.e., ~400 million people) (Bignami et al., 2012; Loughlin et al., 2013).

Some of the factors that explain why communities decide to live and remain close to a magmatic system are economic (e.g., natural resources as water, fertile soils, geothermic energy; working activities, like agriculture or tourism; etc.), and social (e.g., political, historical, cultural, or religious).

Many historical events expose the vulnerability of nearby communities to volcanic activity; some examples are the Pinatubo eruption in 1991 which caused more than 740 deaths; El Chichón, México, 1982, >2000; Santa María, Guatemala; 1902, >5000; Tarawera, New Zealand, 1886, 153; Krakatau, Indonesia, 1883, ~ 36400; Galunggung, Indonesia, 1822, 4011; among many others. An analysis of these events encourages political decisions aiming to mitigate volcanic risk, based on a multidisciplinary scientific research to obtain high-resolution information of the hazardous magmatic systems.

Applying efficient strategies (optimistically based on a favorable distribution of qualified instruments across areas of interest, an adequate selection of the methodologies to be applied, and a development of human resources) and obtaining high-resolution multidisciplinary information about the dynamics of the studied magmatic systems would probably allow the development of successful early warnings of the volcanic threats. This information is essential for reducing volcanic risk (Loughlin et al., 2013). Nevertheless, developing early warnings is a task of high complexity, mainly as a consequence of the limited (in some cases, absent) information about the eruptive history of the analyzed systems, their geological evolution, their dynamics (before, during, and after an eruption), their subsurface structures, the characteristics of their components (magma, reservoir rock, and their relationship), and the particular time scale of the involved physical processes. Knowledge of a volcanic system is gained through a multidisciplinary approach (mainly geology, geophysics, geodesy, and geochemistry), in which the obtained information have to be carefully processed, analyzed, and interpreted to accurately describe the characteristics of the studied system. This information is fundamental for monitoring the system, contributing to a better interpretation of its behavior and a more accurate development of early warnings and forecasts of volcanic events.

The technological improvements developed during the last years have greatly increased the knowledge obtained in volcanology. Several of the most relevant modern problems are:

- Provided the great potential of the seismic instruments and the used methodologies, how much could we learn about the magmatic systems of interest?
- What is the level of knowledge required to develop successful early warnings and forecasts?
- What are the processes that lead to an eruption?
- What is the randomness of an eruptive event? What is its level of predictability?
- Could precursory phenomena be recognized unambiguously?
- Assuming eruptive events are caused by triggering processes, which are modeled by equations (even if those are not fully known) function of the physical subsurface conditions, do the eruptions present a characteristic time during which all the precursory activity occurs?

Even more,

- o Would this characteristic time be sufficiently long so it is possible to detect an imminent eruption?
- o Are the parameters adopted by the worldwide volcano observatories the appropriate ones for the development of early warnings?
- o Is the energy of the precursory activity sufficiently great as to be detected by the instruments on the field? Are the deployed instruments adequate for the proposed goals?
- Among many others (Sparks et al., 2012; Sigurdsson et al., 2015; Cooper, 2017).

II.2 What is the problem to be solved?

Even though several products of the volcanic processes contribute to human subsistence (e.g., supply of natural resources), their adverse effects could be catastrophic. The potential occurrence of a volcanic event together with a limited knowledge of the volcanic systems prevent an accurate estimation of the risk experimented by local populations, and, therefore, the development of successful risk mitigation strategies.

The Cordillera de Los Andes (for short, the Andes) is a mountain chain located along the western edge of South America. It has been originated by convergent tectonic processes, which allowed development of active volcanic systems. These volcanoes have been cataloged since 1,532. These catalogs show more than 600 eruptions and more than 25,000 deceases (most of them during the eruption of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia, in 1,985). Even though more than 20 million people live within 100 km from an active volcano in the Andes, a great percentage does not present a sufficiently dense monitoring network (Tilling, 2009; Brown et al., 2015).

This PhD thesis proposes to contribute to the solution of several questions in volcanology through the development of scientific products aiming to understand selected volcanic systems and, therefore, to reduce their risk. This thesis contributes to answer questions like:

- What does exist in the subsurface of a volcano? How can we get such information?
- How seismic information is affected by the subsurface heterogeneity?
- How do the physical conditions of the studied magmatic systems change through depth?
- What are the best methodologies for characterizing the parameters of interest? What are the most likely interpretations based on the obtained results?
- How the information provided from different disciplines (geology, geochemistry, geodesy, etc.) are related to the one obtained from seismic processing?
- What temporal changes have occurred in the studied volcanic systems? What motivated the observed variations?

II.3 How do we address the problem?

The research activities described along the present PhD thesis are result of the international collaboration of distinguished researchers from the Netherlands (Delft University of Technology), USA (Boise State University), Chile (Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, SERNAGEOMIN), Ecuador (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional), and Argentina (Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata; and International Center for Earth Sciences, Comisión Nacional de Energía Atómica).

The present PhD thesis contributes to the understanding of two Andean volcanic systems, the Planchón-Peteroa Volcanic Complex –PPVC (Argentina-Chile) and the Cuicocha-Cotacachi Volcanic Complex –CCVC (Ecuador). Historical records of these two volcanic systems report eruptive events (11500 BP at the PPVC and 3100 BP at the CCVC) causing collapses of their volcanic structure as well as development of calderas, pyroclastic flows and lahars. Even though 635,000 and 3,200,000 people live around 100 km from the PPVC and CCVC, respectively (*Global Volcanism Program, Smithsonian Institution*), their limited activity during the Holocene (around twenty weak explosive eruptions at the PPVC and the last CVCC eruption on 1300 BP) has not inspired a great number of studies in these areas.

We applied three methodologies based on seismic interferometry (SI) technique to data recorded around the PPVC and CCVC in order to provide information about the subsurface structures and dynamics of the studied volcanic systems. The present document describes the applications, aiming to characterize the subsurface and estimate the evolution of the volcanic systems. This document also discusses the procedures and results, as well as the interpretations and inferences about the analyzed volcanic

complexes.

We applied SI to the seismicity recorded at the stations located around the PPVC. Seismic events with a wide range of epicentral distances allow a better estimation of the main structures below each of the stations, down to a depth of 400 km. The obtained results agree with the scientific information available for this volcanic complex providing, complementary, information about highly heterogeneous areas, depth of the most likely regions of magma emplacement, and, even deeper, the location of tectonic features. Furthermore, we applied SI to ambient seismic noise to obtain information about the shallow subsurface on the eastern flank of the PPVC. Our results allow analyses of the subsurface structures and their physical conditions.

This thesis also comprises the application of SI for characterizing the evolution of the CVCC. We provide information about the relative variation of the seismic velocity through time. The obtained results constitute a seismic base line for a better interpretation of eventual periods of volcanic unrest.

II.4 How is this PhD thesis organized?

The current Chapter II (written in English and Spanish) describe the scientific motivation for this PhD thesis and the specific problems to which it contributes. Chapter III (Spanish only) comprises the general description of the magmatic systems, focusing on their dynamics, products, and monitoring. Chapter IV (Spanish only) provides information about the geological context, eruptive history, deployed monitoring instruments, and the known physical conditions of the target volcanic systems (the Planchón-Peteroa Volcanic Complex –PPVC, Argentina-Chile; and the Cotacachi-Cuicocha Volcanic Complex –CCVC, Ecuador). Chapter V (Spanish only) presents, qualitatively describes, and formally explains seismic interferometry –SI- technique, and some of its derived methodologies. These methodologies are the essence of this PhD thesis (see Chapters VI and VIII, in Spanish and in published articles in English). SI can be used for characterizing as well as for monitoring volcanic systems. Chapter VI shows the application of two methodologies aiming to characterize the subsurface of the volcanic systems based on seismic events (VII.1) and ambient seismic noise (VII.2), respectively. Chapter VIII describes the application of a monitoring technique based on ambient seismic noise for analyzing the evolution of the studied volcanic system.

Chapters X and XI present the general conclusions (in Spanish and English) of the performed research activities and the works for future, respectively. The list of activities shown in Chapter XI aims to complement the obtained results, to enhance the available information about the analyzed volcanic systems, and to reduce the uncertainty of the results, contributing to a more complete, accurate, and solid multidisciplinary interpretation.

Capítulo III

Sistemas Magmáticos. Generalidades

“Lo que sabemos es una gota de agua; lo que ignoramos es el océano.”

Isaac Newton (1643-1727)

El primer paso en el proceso de investigación es el reconocimiento del objeto de estudio y entendimiento de las problemáticas a resolver. El presente Capítulo II provee respuesta a las siguientes preguntas: ¿Qué es un sistema magmático? ¿Cómo derivan las erupciones? ¿Cómo se clasifican? ¿Cuál son los productos de las erupciones? ¿Qué es el riesgo (volcánico)? ¿Cómo es posible minimizarlo? ¿Qué involucra el monitoreo de los sistemas magmáticos? ¿Qué parámetros analiza? ¿Cuál es su utilidad?

De forma genérica, podemos definir a un sistema como un grupo de elementos que interaccionan entre sí dando lugar a un conjunto con propiedades particulares. La gran mayoría de los sistemas poseen límites espaciales y temporales bien definidos, e interaccionan con sistemas exteriores. El componente fundamental de todo sistema magmático es el magma, un volumen de roca parcialmente fundida que contiene parte fluida, gases, y cristales en suspensión. Es así que, cierto elemento es considerado parte del sistema magmático si participa de los procesos de generación de magma o de modificación del estado físico-químico del mismo. A lo largo de este manuscrito, “sistema magmático” es utilizado en un amplio sentido, involucrando:

- El reservorio profundo principal, un volumen de material del manto circunscrito por la zona de generación de magma;
- Cada uno de los conductos por los cuales el magma fluye (en particular aquellos por los que asciende hacia la superficie), y las estructuras que favorecen o impiden esta acción;
- Los reservorios superficiales, cuerpos de roca que alojan magmas a niveles más someros;
- El magma en movimiento o reposo y todos los materiales (fundidos o solidificados) externos que con este interaccionen;
- Todos los procesos físico-químicos que ocurren en estas configuraciones estructurales, y los productos originados por la dinámica de estos procesos.

A lo largo de esta tesis, sistemas magmáticos y sistemas volcánicos son referidos de manera indiferenciada.

En base a los procesos de generación de magma, su evolución, y su interrelación con las estructuras y sistemas circundantes, cada sistema magmático es único. Sin embargo, se ha observado que las leyes físicas que gobiernan, a gran escala, su generación y evolución son similares ([Brown et al., 2008](#)). Los volcanes se originan tanto en los bordes de las placas tectónicas (en su gran mayoría), como en zonas de intraplaca (en presencia de puntos calientes—zonas relativamente reducidas de la superficie terrestre caracterizadas por ascenso de material fundido). La composición de los magmas depende de la configuración tectónica que les da origen. Particularmente, en los límites de placas de tipo subducción (relevantes a esta tesis), las condiciones de presión y temperatura a las que se ve sometida la placa oceánica subductante, provocan la deshidratación de la misma, conduciendo a la liberación de volátiles al manto, un descenso de su temperatura de fusión y, consecuentemente, la generación de magmas basálticos. La presencia de material fundido, de menor densidad que el material circundante, modifica el campo de presiones local del manto. Estas nuevas condiciones subsuperficiales conducen al flujo del material fundido hacia las zonas de menor densidad, esto es, principalmente hacia las zonas de menor profundidad. Las condiciones estructurales y distribución de densidades del medio, así como las características del magma (porcentaje de material fundido, cantidad de volátiles, composición original) determinan la mecánica del flujo y segregación del fundido. En este ascenso, la interacción del magma con su entorno y los procesos de cristalización fraccionada, dan lugar a magmas con una gran variedad de características y composiciones. Sin embargo, las composiciones más comunes en las zonas de subducción son las andesíticas ([Sen, 2014](#)).

Estudios recientes (ej., ([Cooper, 2017](#))) concluyen acerca de la improbabilidad de un modelo de reservorio magmático compuesto mayoritariamente por componentes fundidos. Ello se encuentra fundamentado principalmente por:

- La carencia de grandes contrastes en los rasgos observados en las imágenes del subsuelo obtenidas por procesamiento sísmico de señales ([Lees, 2007](#); [Huang et al., 2015](#); [Kiser et al., 2016](#)), infiriendo un porcentaje de fundido de, como máximo, solo algunas decenas.
- El análisis de los cristales contenidos en los magmas muestran una gran variedad de composiciones y edades (ej., [Stelten et al. \(2014\)](#)), lo cual no es consistente con un simple proceso de enfriamiento y cristalización a partir de un cuerpo magmático inicial con gran porcentaje fundido.
- Resultados de modelos numéricos argumentan la presencia de inyecciones periódicas de magma desde las profundidades a los reservorios más superficiales, manteniendo zonas de mayor porcentaje de fundido embebidas en zonas con mayor contenido sólido.

A partir de ello, modelos recientes proponen la existencia de reservorios magmáticos compuestos por fluidos (materiales fundidos y volátiles) comprendidos en un volumen dominado por componentes cristalinos durante la mayor parte de la historia de un sistema magmático ([Huber et al., 2012](#)). Las condiciones físicas del sistema son tales que el magma posee una temperatura por debajo de la temperatura de inmovilización reológica (en la cual el porcentaje de la parte sólida es mayor al 50% del volumen del cuerpo magmático), dando lugar a largos procesos de cristalización fraccionada, difusión

del calor, y evolución composicional. La conservación del porcentaje de fundido de este cuerpo de magma se debería a reiteradas inyecciones de material a mayor temperatura desde las profundidades (Annen et al., 2015). Si bien no existe un modelo universalmente aceptado (Barboni et al., 2016), los cambios ocurridos en el sistema magmático (acumulación de nuevos volúmenes de magma, mezcla de magmas, nueva distribución de densidades y de presiones, entre otros) se producirían a una velocidad comparativamente mayor a la característica de los procesos de estabilización del sistema. Análisis de diversos procesos eruptivos, como por ejemplo los ocurridos en el Eyjafjallajökull, Islandia (Cashman and Giordano, 2014), sugieren la presencia de cuerpos de magma menores a mayor temperatura inyectados en un sistema magmático estable de mayores dimensiones. La inestabilidad local, complementariamente a los tiempos reducidos de evolución de estos sectores, derivaría en procesos eruptivos.

Una erupción volcánica se produce cuando material del subsuelo (en estado fundido o solidificado) es expuesto a la superficie terrestre a raíz de la acción de los procesos físico-químicos ocurridos en el interior de los sistemas magmáticos. Las erupciones volcánicas pueden ser de distintos tipos, desde efusivas (como las sucedidas frecuentemente en las islas Galápagos, Ecuador) hasta altamente explosivas (ej., Monte Santa Helena, Estados Unidos, 1980); con una variedad de duraciones, frecuencias, distribuciones, y productos. Las erupciones efusivas se caracterizan por emisión en superficie de lava fluida desgasificada desde el interior de un sistema magmático. Ello no significa que las erupciones efusivas están confinadas a sistemas magmáticos carentes de volátiles, ya que los mismos pueden ser expulsados inicialmente, permitiendo una emisión no explosiva de material fundido con posterioridad; como eventualmente sucede en el volcán Stromboli, Italia. También puede suceder que la emisión de lava sea en el fondo oceánico, donde las condiciones de presión hidrostática son suficientes como para evitar una despresurización abrupta del cuerpo de magma, conduciendo a erupciones efusivas.

Las erupciones explosivas se caracterizan por emanaciones violentas del material previamente contenido en el sistema. Este tipo de erupciones constituyen las mayores amenazas para las comunidades alojadas en el área de influencia. El parámetro mundialmente utilizado para la medición relativa del grado de explosividad de un evento eruptivo es el Índice de Explosividad Volcánica (VEI – Volcanic Explosivity Index, (Newhall and Self, 1982)). Esta escala relativa, con valores entre cero y ocho, se basa en medidas de la magnitud y la intensidad de la erupción, es decir, la cuantificación logarítmica de la cantidad y la tasa de material eyectado, respectivamente. Si bien estas son las dos propiedades de un suceso eruptivo que se utilizan para su clasificación, estadísticamente, cada uno de los valores de VEI se encuentra comúnmente asociado además a otros procesos. La Tabla III.1 no solo provee estimaciones sobre cuáles son las magnitudes e intensidades para cada uno de los valores del VEI, sino que los correlaciona con una serie de características comúnmente asociadas. Notar que este índice posee una utilidad limitada para el caso de las erupciones efusivas (representadas por valores 0-1) al ser predominantemente no explosivas. Por otro lado, la asignación de un valor de VEI resulta dificultoso para sucesos eruptivos de larga duración o intermitentes, a partir de la vinculación del parámetro con la identificación del inicio y fin de un evento eruptivo. En el presente, estas cuestiones son solucionadas por la utilización del VEI en conjunto con escalas particulares de magnitud e intensidad, que, si bien no dependen de variables independientes, permiten un mejor análisis y clasificación del evento eruptivo (Pyle, 2015).

Actualmente se han catalogado alrededor de 1550 volcanes en el mundo, de los cuales 866 se consideran activos, es decir, han manifestado al menos una erupción en los últimos 10.000 años (Loughlin et al., 2013). Sin embargo, es esperable que este número de volcanes activos reconocidos se encuentre subestimado a raíz del limitado conocimiento de cada porción del subsuelo terrestre. Los catálogos de erupciones se encuentran suficientemente completos desde el año 1950. Ellos declaran un promedio de 63 erupciones anuales, las que afectan a $\sim 7\%$ de la población mundial (Bignami et al., 2012). Los impactos de las erupciones volcánicas sobre las poblaciones y el medio ambiente son variados, con productos benéficos y adversos. Las principales amenazas de origen volcánico son las coladas de lava, caída de cenizas, caída de bloques con trayectoria balística, flujos piroclásticos, lahares, y emisiones de gases, en conjunto con aquellas que se originan por efectos secundarios sobre los productos anteriormente mencionados, como los deslizamientos, tsunamis, lluvia ácida, permanencia de cenizas en la atmósfera (Calder et al., 2002; Carlsen et al., 2012; Auken et al., 2013; Loughlin et al., 2013). Estas amenazas de origen volcánico pueden producir daños físicos (directos sobre las personas), sociales (infraestructura, servicios como agua, gas, electricidad), económicos (servicios de transporte, turismo, actividades de producción como la agropecuaria, minería, energía), y/o ambientales (flora, fauna, calidad del agua o aire). Sin embargo, no todas las consecuencias de la actividad volcánica son perjudiciales, una de ellas es la emisión de productos desde el interior terrestre, la que promueve la fertilidad de los suelos favoreciendo la actividad agrícola.

Unos pocos eventos eruptivos han sido los responsables de la mayoría de las muertes causadas por actividad volcánica. Las cinco erupciones más devastadoras (Unzen, Japón, 1972; Tambora, Indonesia, 1815; Krakatoa, Indonesia, 1883; Peleé, Martinica, 1902; Nevado del Ruiz, Colombia, 1985) se han cobrado aproximadamente el 60% de las fatalidades documentadas desde el año 1550 (~ 280.000). Estas estadísticas demuestran la potencialidad devastadora de los procesos eruptivos, incluso en los casos de actividad volcánica moderada y en áreas más alejadas que aquella zona adyacente a la estructura principal. Un claro ejemplo es la erupción del volcán Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985, caracterizada por actividad volcánica de niveles medios (VEI 3), pero que, a raíz de sus peligros secundarios, fue suficiente para devastar poblaciones ubicadas a más de 25 km, como son las ciudades de Chinchina (~ 30 km) y Armero (~ 48 km).

En la actualidad, la capacidad de adaptación de muchas comunidades a los peligros asociados a los procesos de origen volcánico es aún limitada. La ocurrencia de alguno de estos peligros puede conducir a efectos adversos, dependiendo del grado de exposición y vulnerabilidad de los sistemas sociales. El concepto de riesgo involucra la probabilidad de que un suceso produzca un efecto adverso sobre una población vulnerable. La estimación del riesgo por amenazas de origen volcánico conduce a la ejecución de esfuerzos políticos y económicos por parte de las instituciones competentes con la finalidad de desarrollar acciones dirigidas a mitigar o atenuar los efectos producidos (o a producirse) por la ocurrencia de un eventual suceso adverso. La realización de pronósticos de la actividad volcánica supone la estimación de la probabilidad, del momento, magnitud, lugar, duración, y consecuencias, de un evento asociado al sistema magmático. Si bien aún el nivel de conocimiento actual sobre los sistemas magmáticos y su dinámica no es suficiente para realizar pronósticos precisos de la actividad volcánica, ha demostrado su capacidad para la realización de alertas tempranas efectivas, es decir, el suministro de información de las características del peligro inminente en forma clara y a tiempo (previo a su manifestación), contribuyendo a la eficiencia de los organismos encargados de la gestión de las situaciones de desastres (Marco de acción de Hyogo, *International Strategy for Disaster Reduction, United Nations*).

Entender los procesos físico-químicos ocurridos en los sistemas magmáticos y utilizar esa información para realizar pronósticos de su comportamiento, con el objeto de reducir el riesgo experimentado por las poblaciones aledañas, son unos de los objetivos principales de la volcanología. Sin embargo, estos objetivos han sido históricamente difíciles de concretar debido a diversos factores, entre los cuales destacamos el limitado conocimiento de la historia eruptiva de los sistemas magmáticos analizados, su evolución de acuerdo al contexto tectónico, su dinámica (previa, durante, y posteriormente a un proceso eruptivo), las estructuras subsuperficiales, las zonas de acumulación de material fundido (volumen y profundidades), las características de los componentes (magma, agua, litologías de los reservorios, etc.), el tiempo de variación de cada uno de los procesos ocurridos, y las variables que contribuyen al origen de las erupciones.

Naturalmente, en base a la observación e investigación de los eventos eruptivos y sus productos sobre la superficie terrestre, el conocimiento acerca de los estilos eruptivos es mucho mayor que de los procesos internos al sistema magmático que da origen a los sucesos observados (Sigurdsson et al., 2015). Ello se encuentra acompañado de la ambigüedad inherente a los métodos inversos en la distinción de los procesos que dan origen a la fenomenología observada.

Con el objeto de conocer las características y comportamiento de un sistema magmático, resulta fundamental la implementación de un monitoreo riguroso de su dinámica. Monitoreo o vigilancia implica la medición continua de parámetros sensibles a condiciones físico-químicas particulares del sistema magmático, con el objetivo inicial de indicar el momento en el que ciertos parámetros se alejan de su rango de valores normales. Ello presupone conocer el comportamiento habitual del sistema, lo cual es logrado a partir de la adquisición de un volumen suficiente de información mediante la aplicación de técnicas desarrolladas en diferentes disciplinas (geología, geoquímica, geofísica). Los principales indicadores utilizados para la caracterización de los sistemas volcánicos y para el reconocimiento de posibles manifestaciones de cambios en el comportamiento de los mismos son¹ (Sparks et al., 2012; Phillipson et al., 2013):

- Deformación del terreno

Motivado por cambios de presión en el interior al sistema magmático, los volcanes manifiestan efectos de inflación y subsidencia de sus estructuras superficiales. Estos efectos son registrados por instrumentos en el terreno o espaciales, como los inclinómetros o mediante las mediciones realizadas por sistemas globales

¹ Observar que la lista de indicadores descriptivos dista de ser exhaustiva. Estos indicadores fueron seleccionados de acuerdo al mayor grado de utilización por los observatorios volcanológicos mundiales.

Tabla III.1: Valores del Índice de Explosividad Volcánica (VEI) y características comúnmente asociadas (modificado de Sigurdsson et al. (2015))

| Index | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|----------------|----------|-----------|----------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|
| Volumen total tefra (m^3) | $< 10^4$ | $< 10^6$ | $< 10^7$ | $< 10^8$ | $< 10^9$ | $< 10^{10}$ | $< 10^{11}$ | $< 10^{12}$ | $> 10^{12}$ |
| Altura de columna eruptiva (km) | < 0.1 | 0.1-1 | 1-5 | 3-15 | 10-25 | > 25 | | | |
| Descripción cualitativa | Calmo | Efusivo | Explosivo | | Desvastador | | | | |
| Inyección estratosférica | No registra | | | Posible | Certo | | | | |
| Porcentaje de erupciones conocidas en los últimos 10,000 años | 13 | 16 | 49 | 14 | 5 | 2 | < 1 | < 0.1 | 0 |
| Intervalo de recurrencia estimada (años) | Días a semanas | | | 0.3 | 3 | 20 | 80 | 500 | 7×10^5 |

de navegación satelital (*Global Navigation Satellite System* –GNSS).

- Desgasificación

Los gases del sistema magmático pueden ser liberados a través del cráter principal, por cualquier conducto que haya facilitado el flujo de los mismos desde las profundidades, o a través de superficies permeables. La ubicación, cantidad y composición de los gases permite caracterizar el sistema. Distintas técnicas son aplicadas a partir de datos recopilados sobre el terreno o de manera remota. Este tipo de indicadores son aún limitados para la realización de un monitoreo en tiempo real.

- Observación directa

Identificación de los cambios ocurridos en el cráter y sus alrededores, como variaciones del nivel de agua cratérica, su color, cantidad relativa de gases liberados, identificación de exhalaciones, entre otras.

- Anomalías térmicas

Medición de cambios de temperatura en el edificio volcánico a partir de sensores en tierra o satelitales.

- Sismicidad

Las variaciones del campo de presión originadas por la acción de fluidos (magma, agua, gases), y los cambios producidos en el subsuelo por su interacción con el cuerpo rocoso, son registradas por estaciones sísmicas ubicadas en el terreno. El aspecto de estas señales provee información de los procesos que ocurren en el interior del sistema. Luego, las perturbaciones registradas son utilizadas para inferir las propiedades del medio de interés.

El monitoreo constituye, entonces, una herramienta fundamental para la adquisición de conocimiento sobre las propiedades del subsuelo, sus estructuras, y los cambios producidos. Esta información resulta esencial para la elaboración de alertas tempranas eficaces por parte de los observatorios volcanológicos, y de estrategias de acción en situación de crisis por parte de las instituciones competentes.

Capítulo IV

Objetos de Estudio

“Todas las verdades son fáciles de entender, una vez descubiertas. El problema es descubrirlas.”

Galileo Galilei (1564-1585)

El presente Capítulo III tiene como objeto la descripción general (ambiente geodinámico, historia eruptiva, peculiaridades estructurales, dinámica) de los sistemas magmáticos analizados en esta tesis: los complejos volcánicos Planchón-Peteroa y Cotacachi-Cuicocha.

IV.1 Contexto Geodinámico

La teoría de la tectónica de placas propone la división de la capa más superficial del planeta, la litósfera, en una cantidad limitada de bloques llamadas placas tectónicas, cuyo dinamismo obedece a distintas fuerzas originadas en los procesos de convección del manto terrestre. Las placas interactúan entre sí, dando lugar a bordes convergentes, divergentes, o transformantes (ver Figura IV.1), y, paralelamente, a una gran variedad de manifestaciones en superficie (transformación del terreno, erupciones volcánicas, etc.) y a procesos a distintas profundidades (generación, flujo, y emplazamiento de magmas; sismos, etc.). Los bordes convergentes (relevantes a esta tesis) están caracterizados por la colisión de dos o más placas, originando la subducción de la placa más densa (ej., convergencia de placas oceánica-continental) o la aglomeración de material en caso del encuentro de placas con aproximadamente la misma densidad (ej., convergencia continente-continente). Estos bordes de placa se caracterizan por su amplia variedad de estructuras, procesos, y productos. Sus características más peculiares son la presencia de los mayores sismos registrados y los volcanes más explosivos del planeta. Un ejemplo de bordes convergentes está dado por gran parte de las márgenes del océano pacífico, originados de la interacción entre placas oceánicas (como la de Filipinas, Pacífica, Juan de Fuca, Cocos, de Nazca) y de algunas de ellas con placas continentales (como la placa Sudamericana, Norteamericana, Australiana). Estas zonas poseen una gran variedad y nivel de actividad sísmica y volcánica, así como efectos secundarios que, en algunos casos, pueden ser aún más devastadores, como la generación de tsunamis. Los procesos tectónicos ocurridos en estas zonas, que en conjunto dan lugar al denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, han desarrollado gran parte de los sismos ocurridos y de los volcanes actualmente activos del planeta. A modo de ejemplo, destacamos los sismos de Chile de 1960 (estimado en Mw. 9.5), Alaska en 1964 (Mw. 9.2), Chile en 2010 (Mw. 8.8), Japón en 2011 (Mw. 9.0), y en el Océano Índico en 2004 (Mw. 9.1, aquel que originó el recordado tsunami del 26 de diciembre del mismo año). Distinguimos además, las erupciones volcánicas del Monte Tambora (Indonesia) en 1815, con un saldo de alrededor de 10 mil

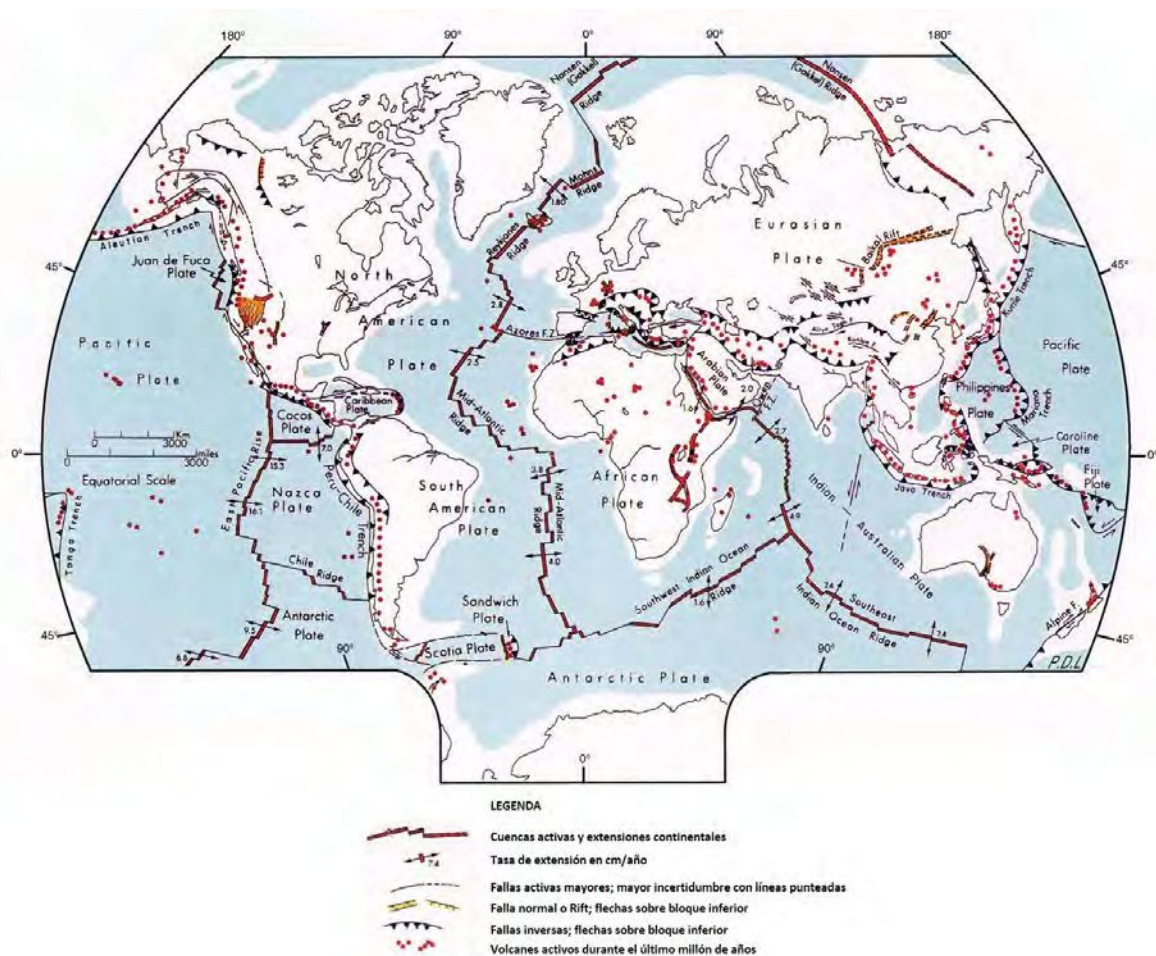


Figura IV.1: Mapa de la actividad tectónica y volcánica durante el último millón de años. Se exhiben los tipos de bordes de placas, una estimación de la velocidad de movimiento (en cm/año), y los nombres de las placas de mayor extensión (Modificado de Lowman (1980)).



Figura IV.2: Mapa de las zonas volcánicas de América del Sur, en relación a los segmentos de subducción de bajo ángulo (o plana, “flat-slab”). Se incluyen las velocidades de convergencia, así como las edades de las placas a lo largo del borde de subducción (Modificado de Ramos and Folguera (2009)).

mueritos; Krakatoa (Indonesia) en 1883, con estimaciones en 36 mil fatalidades; Novarupta (Alaska) en 1912, considerada la erupción más energética del siglo XX; Monte Santa Helena (EE.UU) en 1980, con 57 muertos y gran cantidad de pérdidas de infraestructura; Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985, con ~26 mil muertos; Pinatubo (Filipinas) en 1991, causando la evacuación de 200 mil personas.

En el extremo suroriental del Cinturón de Fuego se encuentra la Cordillera de los Andes, una cadena montañosa originada por el levantamiento de las masas continentales a raíz de la acción convergente entre las placas de Nazca (sobre la mayor parte del borde) y Antártica (al sur), con la Sudamericana. La subducción de las placas oceánicas (Nazca y Antártica) debajo de la continental (Sudamericana) es un proceso complejo que depende de las características estructurales y composicionales de las placas, de sus velocidades relativas, del grado de acoplamiento entre las placas y de los procesos físicos del interior terrestre que conducen a la convergencia. La presencia de características peculiares y variables a lo largo del límite de placas (edades del basamento pre-andino, evolución geológica y estructural diferencial, espesor litosférico, geodinámica) ha derivado en la segmentación del borde de subducción, y consecuentemente, en manifestaciones estructurales y fenomenológicas diferentes (por ejemplo, zonas de desarrollo o de carencia de sistemas magmáticos activos, distribución de sismos, geomorfología). Una de las maneras más prácticas de establecer una delimitación de las regiones existentes es a partir de las características del vulcanismo a lo largo del borde de convergencia (ver Figura IV.2). Reconocemos entonces, cuatro regiones mayores, denominadas Zonas Volcánicas Norte (ZVN, entre aproximadamente las latitudes 5°N – 2°S), Central (ZVC, 14° – 28°S), Sur (ZVS, 33° - 46°S), y Austral (ZVA, 49° - 55°S), las cuales se subdividen en regiones menores de acuerdo a pequeñas variaciones de los mismos parámetros físicos que las definen. Esta tesis doctoral propone aportar a la solución de problemas planteados en la volcanología a partir de la caracterización de sistemas magmáticos particulares, localizados en las ZVN y ZVS.

IV.2 Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP)

Las recientes erupciones de varios de los sistemas magmáticos ubicados en Argentina y Chile (Chaitén, 2008-2010; Planchón-Peteroa, 2010-2011; Puyehue-Cordón Caulle, 2011-2012; Hudson, 2011; Lascar, 2015; Villarrica, 2015; Calbuco, 2015; Nevados del Chillán, 2016; Copahue, 2012, 2014, 2015, 2017), algunas de ellas luego del sismo del Maule de Mw 8.8 en 2010, han despertado el interés y la preocupación de la comunidad científica internacional, quienes han comenzado a intensificar los esfuerzos orientados a la investigación, el monitoreo, y la transferencia de conocimiento a las comunidades, en cooperación continua con los organismos responsables de la gestión de riesgo.

El CVPP es un complejo conformado por varias calderas superpuestas, originadas por distintos procesos de colapso durante su historia eruptiva. Estas calderas, y sus alrededores, alojan varios glaciares, los que dan nacimiento a importantes ríos. Del lado chileno podemos destacar al río Claro, que se une al río Teno y a parte de la cuenca superior del río Colorado; por el lado argentino, al río de Valenzuela, que posteriormente se transforma en el río Grande. El CVPP incluye tres cumbres principales: el volcán Planchón al norte, el volcán Peteroa en el centro y el cerro El Peñón (volcán El Azufre) al sur, originadas a partir de procesos de migración del conducto principal de suministro de material magmático desde las profundidades a lo largo de su historia.

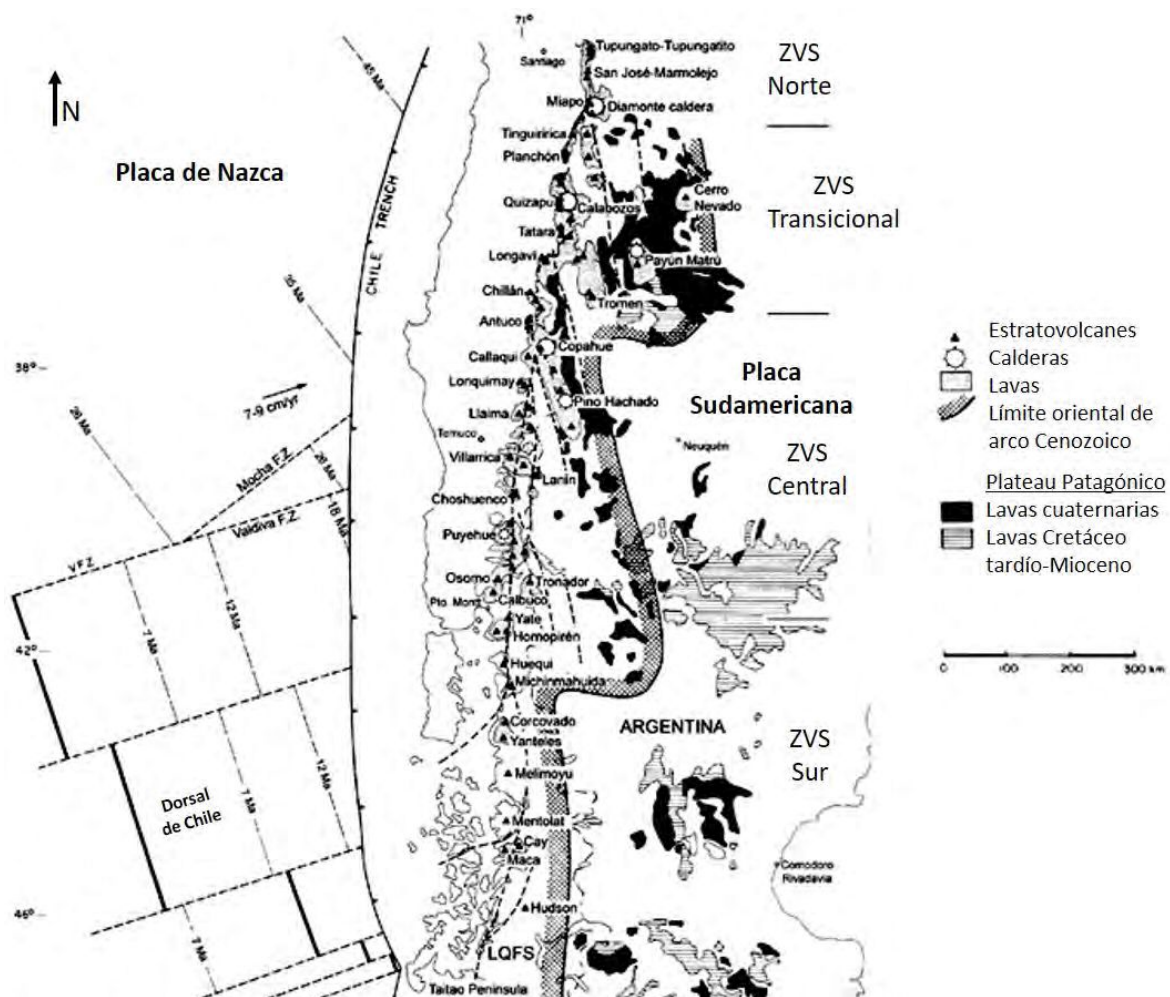


Figura IV.3: Mapa esquemático de la ZVS, en el cual se observan las subzonas volcánicas (ZVS Norte, Transicional, Central, y Sur) y los sistemas magmáticos que los componen. Asimismo, se incluye la ubicación de la fosa y las distintas estructuras ubicadas hacia el occidente (zonas de falla, dorsales) con una estimación de su velocidad de movimiento. Por último, se señala en continente (con una gruesa sombra), el límite entre la deformación transicional y la estabilidad cratónica (Modificado de Stern (2004)).

IV.2.1 Marco tectónico específico

El CVPP ($35^{\circ}15' \text{ S}$; $70^{\circ}35' \text{ O}$) se ha desarrollado en un ambiente geodinámico dominado, a grandes rasgos, por los procesos de subducción de la placa de Nazca debajo de la Sudamericana. En particular, este sistema magmático se ubica en la Zona Volcánica Sur (ZVS), un área de características estructurales, composicionales, e historia evolutiva peculiares.

La ZVS es formada sobre rocas paleozoicas e incluso más antiguas (Hervé et al., 2000). Durante el Paleozoico, se produjo la acreción y amalgamamiento de varios terrenos alóctonos, entre ellos, Chilenia y Cuyania (Loewy et al., 2004) los que dieron forma a parte del basamento de la sección norte de la ZVS, el cual, hacia la sección sur, está dominado por la acreción oblicua del terreno Patagonia durante el período Pérmico (Ramos and Aleman, 2000). Este basamento ha sido modificado durante el Paleozoico tardío a partir de procesos de subducción sobre el borde occidental de Gondwana, los que condujeron a un régimen extensivo de retroarco seguido de actividad magmática. Hacia la parte sur, el basamento se conjuga con la acreción de rocas metamórficas e ígneas (Thomson and Hervé, 2002).

El período compuesto por el Oligoceno tardío y Mioceno fue uno de los más críticos en el desarrollo estructural y magmático de la Cordillera de los Andes, producto de la apertura de la placa de Farallón para dar lugar a las placas de Cocos y Nazca, generando modificaciones en los ángulos de subducción (inclinación y oblicuidad) de esta última. Este hecho condujo a un período inicial de extensión y angostamiento de la litósfera sobre la ZVS, dando lugar a una serie de cuencas interconectadas. Este período de apertura podría haberse originado por la presencia de una ventana astenosférica, es decir, un desprendimiento de la parte más baja de la litósfera subductante a raíz de una velocidad de subducción menor a la presente por arrastre gravitacional (Jordan et al., 2001).

Durante el cuaternario, tanto la topografía como la distribución de las estructuras volcánicas se vieron modificadas por condiciones particulares de los ángulos de oblicuidad (back-azimuth) e inclinación del proceso de subducción, y el espesor y composición de la corteza continental (Cembrano and Lara, 2009). En la parte sur de la ZVS (37° - 49°S) se observa una convergencia oblicua que resulta en un sistema de fallas paralela al arco, el cual controla la ubicación de los grandes centros eruptivos. La parte norte de la ZVS (34° - 39°S) alberga cuencas de extensión y volcanes monogenéticos, ambos localizados en un área de transición hacia una zona (entre los 20° - 34°S) de acortamiento y relativamente escasa deformación paralela al arco.

La ZVS contiene alrededor de 60 edificios volcánicos activos o potencialmente activos, en conjunto con tres calderas silíceas mayores y centros eruptivos menores (Stern, 2004). Esta zona limita hacia el norte y sur con áreas de carencia de volcanismo activo, a raíz de la subducción de las dorsales de Juan Fernández y de Chile, respectivamente. La ZVS está caracterizada por una subducción con una oblicuidad de 22° a 30° a una tasa de convergencia de 7-9 cm/año. La inclinación de la subducción aumenta de 20° en la parte norte, a más de 25° en la sección sur ($\sim 30^{\circ}$ para las latitudes entre 33° y 34° ; Giambiagi et al. (2015)), lo que determina una disminución de la distancia del arco a la fosa (de más de 290 km a menos de 270 km hacia el sector meridional). Asimismo, el espesor de la corteza disminuye hacia el sur, desde más de 50 km a alrededor de 30-35 km.

La ZVS se divide en cuatro secciones (ver Figura IV.3) (Naranjo and Stern, 2004): la ZVS Norte (ZVSN, 33° - 34.5°S), Transicional (ZVST, 34.5° - 37°S), Central (ZVSC, 37° - 41.5°S), y Sur (ZVSS, 41.5° - 46°S). La ZVSN contiene únicamente tres complejos volcánicos (Tupungato-Tupungatito, Marmolejo-San José, y Maipo), originados a partir de la migración del arco volcánico alrededor de 40 km hacia el este como consecuencia de las nuevas condiciones geodinámicas impuestas por la subducción de la dorsal de Juan Fernández hacia el norte durante el Plioceno (Stern and Skewes, 1995).

La ZVST manifiesta un arco de más de 200 km de ancho, controlado espacialmente por la falla el Fierro (Cembrano and Lara, 2009) (dependiendo de la literatura, también denominada falla el Novillo). Los estratovolcanes de la ZVST se originan por el levantamiento de bloques pre-volcánicos separados por cuencas extensionales de interarco con presencia de conos basálticos monogenéticos y flujos de lava (Folguera et al., 2002, 2004). Los límites norte y sur de la ZVST están influenciados por la subducción de corteza oceánica más antigua y la subducción de la zona de fractura de Mocha ubicadas en la placa de Nazca, respectivamente (Lopez-Escobar et al., 1995). El CVPP, uno de los objetos de estudio de esta tesis doctoral, se ubica en la ZVST. El mismo es parte de un grupo de estratovolcanes originados sobre fajas corridas y plegadas, caracterizados por carencia de una simetría de la base o de sus cráteres, y con orientaciones preferenciales de sus bocas superficiales (Cembrano and Lara, 2009).

La parte norte de la ZVSC también manifiesta un arco ancho (aunque menor a 120 km), con cuencas de intraarco. Sin embargo, al sur de los 39°S, la subducción de la zona de fractura de Valdivia origina un angostamiento del arco (80 km) sin la presencia de cuencas de intraarco. Por último, la ZVSS contiene 13 volcanes, todos ellos ubicados en territorio chileno. Esta zona limita hacia el sur con una zona de ausencia de volcanismo activo producto de la subducción de la dorsal de Chile.

IV.2.2 Historia eruptiva

La historia eruptiva del CVPP (Tormey, 1989) comienza durante el Pleistoceno con el desarrollo de la estructura austral del complejo, el volcán Azufre. Este edificio se origina a partir de voluminosas extrusiones de lavas basálticas-andesíticas, en adición a, al menos, dos periodos cortos de lavas dacíticas originadas por etapas de diferenciación magmática que permitieron un 30-40% de cristalización del reservorio. La ausencia de magmas andesíticos podría haber estado relacionada con el limitado empuje en el cuerpo de magma para un material con esa viscosidad. Luego, distintas etapas de diferenciación magmática han provocado una disminución de la viscosidad de este cuerpo magmático, un aumento de la presión, y consecuentemente, la fracturación de las rocas reservorio paralelamente al ascenso de material hacia superficie. Previo a la finalización de la actividad en el volcán Azufre, un nuevo conducto con emisión efusiva de lavas basálticas y basalto-andesíticas, una característica inusual para estas latitudes, se originó ~6 km al norte, el volcán Planchón. El desarrollo del edificio del Planchón fue suficientemente rápido como para evitar una significativa erosión por glaciación, pero en un tiempo lo suficientemente largo como para permitir el completo enfriamiento y solidificación de los productos volcánicos emitidos.

Durante el Pleistoceno superior, un porcentaje de las estructuras que conformaban los edificios del Azufre y del Planchón, colapsaron, originando una avalancha de material hacia la dirección noroeste, en el territorio chileno, hasta ~95 km de distancia (flujo piroclástico Valenzuela; Haller and Risso (2011)). El origen de este suceso puede estar explicado por la inestabilidad gravitacional suministrada por el rápido crecimiento del edificio del Planchón. Dentro del hemicráter de 3 km de diámetro originado por el colapso, se desarrolla un nuevo edificio, el Planchón III; su mineralogía y productos son similares a aquellas del Planchón, lo que conduce a interpretar a este nuevo edificio como una continuación del Planchón. La construcción del Planchón III fue desarrollada con una base por cementación de piroclastos, seguida de material lávico masivo, lo que explica la inestabilidad de este nuevo edificio y, consecuentemente, el rápido colapso del cono. A este período le sigue una larga etapa de inactividad, que culmina a los 7000 AP, a partir de la cual se ha manifestado un estilo explosivo destructivo con cambios estructurales evidentes (Haller et al., 1994).

El volcán Peteroa es el centro eruptivo más reciente del CVPP, formado por una serie de cráteres superpuestos originados a partir de eventos explosivos de pequeña a moderada magnitud ($VEI \leq 4$) en el espacio ubicado entre el Planchón y el Azufre. Las lavas del Peteroa parecen surgir de la mezcla de magmas basáltico-andesíticos y riolíticos-dacíticos, constituyendo posiblemente un nuevo intervalo entre erupciones de magmas andesíticos. Asimismo, los flujos del Peteroa manifiestan un nuevo estilo eruptivo, diferente del Azufre y el Planchón.

La presencia del cráter mayor originado en la erupción del Pleistoceno posee un papel trascendental en la actividad volcánica subsiguiente, al constituir un lugar propicio para el desarrollo de glaciares y acumulación de aguas de deshielo. El aporte de agua era mucho mayor hacia los comienzos (7000 AP), momento en el cual, explosiones freatomagmáticas resultantes de la interacción de agua freática fría con el magma condujeron al desarrollo de una columna de erupción cuyo colapso (por disminución del contenido de agua) dio lugar a un extenso flujo de detritos hacia el occidente (flujo piroclástico Los Ciegos).

Si bien el sistema magmático del CVPP está dominado por composiciones basálticas y andesíticas, la erupción de 1500 AP surge de la presencia de magmas dacíticos evolucionados, lo que conduce a sostener la existencia de períodos prolongados de diferenciación en una pequeña cámara magmática, activa durante la evolución del Peteroa. Luego, resulta claro que los procesos de desgasificación han sido dominantes en periodos de miles de años en el CVPP. La actividad predominantemente explosiva del Peteroa queda evidenciada en las tablas IV.1 y IV.2, las cuales muestran los productos emanados por el complejo en las principales fases eruptivas (Holocenas y pre-Holocenas), y las erupciones del volcán Peteroa desde comienzos del siglo XX, respectivamente. Las fases eruptivas son destructivas, excepto aquella de 1837, en la que se ha observado una etapa de construcción de un cono por acumulación de piroclastos y lavas. Sin embargo, no se descarta la presencia de erupciones menores que no fueran registradas debido a la ausencia de mayores cambios geomorfológicos.

Tabla IV.1: Principales unidades de productos volcánicos reconocidas del CVPP (Naranjo and Haller, 2002).

| Unidad | Edad | Composición | Características |
|--|------------------------------|---------------------------------|---|
| Erupciones 1991 y 1998 | Febrero 1991, Noviembre 1998 | Dacita | Explosiones freáticas con alta razón agua/magma |
| Cono y lava 1937 | Febrero 1937 | Andesita a andesita basáltica | Erupción stromboliana, única emisión de lava holocena del CVPP |
| Depósito Pómez Los Baños | Holoceno, 1000-1500 AP | Dacitas con bandas de andesita | Erupción subpliniana. Rocas diferenciadas por largo reposo del Planchón |
| Depósitos Piroclásticos Valenzuela | Holoceno, 7000 AP | Andesitas | Explosiones freatomagmáticas, cráter de explosión, colapso de hielo |
| Volcán Planchón II | Pleistoceno Superior tardío | Basaltos y andesitas basálticas | Erupciones subglaciales desde la caldera de avalancha |
| Depósito de detritos del Planchón-Teno | Pleistoceno Superior tardío | Basaltos y andesitas basálticas | Avalancha inestable por inestabilidad del cono |
| Volcán Planchón I | Pleistoceno | Basaltos y andesitas basálticas | Volcán de rápido crecimiento interglacial |

El mecanismo físico más aceptado sobre la ocurrencia de las erupciones de 1991, 1998, y 2010-2011 es la interacción del agua freática (recargada por infiltración de las aguas de lluvias y deshielo a través de fracturas) con material magmático o los niveles superiores calentados de un reservorio somero, el cual ha sufrido un proceso de diferenciación magmática de, por lo menos, 150 años, considerando la erupción magmática andesítico-basáltica de 1837 (Naranjo et al., 1999).

IV.2.3 Actualidad

El actual conocimiento del volcán Peteroa ha sido obtenido mediante el aporte científico de diversas disciplinas, tales como la geología (ej., Tormey (1989); Haller et al. (1994); Naranjo et al. (1999); Haller and Risso (2011)), la geoquímica de fluidos (ej., Benavente (2010); Tassi et al. (2016)), meteorología (Guzmán et al., 2013), análisis de cenizas (Ramires et al., 2013), sismología (Manassero et al., 2014; Olivera Craig et al.; Casas et al., 2014, 2018, 2019), gravimetría (Tassara et al., 2006), y análisis de riesgo (Haller and Coscarella). Estos estudios han contribuido a la descripción de la historia eruptiva y caracterización del estado actual de este sistema magmático. Sin embargo, la dinámica interna del volcán Peteroa y su relación con las estructuras que lo conforman son aún pobremente comprendidas, incrementando el riesgo latente.

La descripción de las estructuras subsuperficiales (profundidad, dimensiones, contrastes de densidad con el entorno, etc.) resulta esencial para el desarrollo de nuevo y preciso conocimiento sobre los mecanismos que rigen el comportamiento del sistema volcánico de interés a distintas escalas temporales. Es así que, por ejemplo, información sobre las profundidades de las discontinuidades del subsuelo provee de restricciones a estudios tomográficos, de modelado de ascenso de magma, entre otros, permitiendo un análisis más adecuado de los posibles escenarios futuros. Para el área del CVPP, las profundidades de las estructuras subsuperficiales para los primeros 10 km del subsuelo han sido estimadas mediante

Tabla IV.2: Registro de erupciones del volcán Peteroa durante los últimos 500 años ([Haller and Risso, 2011](#)). Se indica el año, el índice de explosividad volcánica (VEI según sus siglas en inglés), y el tipo de erupción. Los signos de interrogación indican incertidumbre en la información.

| Año | VEI | Tipo de Erupción |
|-----------|-----|---|
| 2018-2019 | 1 | Central, explosiva, freatomagmática |
| 2010 | 1 | Central, explosiva, freatomagmática |
| 1998 | 1 | Central, explosiva, freatomagmática (?) |
| 1991 | 2 | Central, explosiva, freatomagmática, lahar(es) |
| 1967 | 1 | Central, explosiva, freatomagmática |
| 1962 | 1 | Central, explosiva |
| 1960 | 1 | Central, explosiva, freatomagmática(s) |
| 1959 | 1 | Central, explosiva, freatomagmática(s) |
| 1938 | 2 | Central, explosiva, freatomagmática(s) |
| 1937 | 2 | Central, explosiva, flujo(s) de lava (?) |
| 1889 | 2 | Central |
| 1878 | 2 | Central |
| 1872 (?) | - | (?) |
| 1869 (?) | - | (?) |
| 1860 | 2 | Central, explosiva |
| 1842 | - | (?) |
| 1837 | 2 | Central, explosiva, lahar(es) |
| 1835 | 2 | Central |
| 1762 | 4 | Central, explosiva, flujo(s) de lava, lahar(es), flujo(s) de detritos |
| 1751 | 2 | Central, explosiva |
| 1660 | 3 | Desconocida |

análisis estructurales ([Tapia Silva, 2010](#)), asimismo, se estima una profundidad del límite corteza-manto de 45-50 km, de la discontinuidad Intra-Litosférica (comienzo de la Zona de Baja Velocidad Litosférica; [Karato \(2012\)](#)), a los ~ 70 km de profundidad; y del techo de la placa subductante a ~ 120 km ([Tassara et al., 2006](#)). Sin embargo, el grado de precisión requerido para el estudio de los procesos ocurridos en el sistema volcánico, y el número de rasgos subsuperficiales de interés, conducen a la necesidad de realizar estudios locales.

A partir de información geológica (estructural superficial; [Tapia Silva \(2010\)](#)), de la geoquímica de aguas, y aquella obtenida por sensores remotos, en el área del CVPP, [Benavente \(2010\)](#) ha desarrollado un modelo conceptual para los primeros 10 km del subsuelo (ver Figura IV.4). Este modelo indica zonas de posible mayor heterogeneidad por la presencia de procesos de mezcla de aguas, ebullición, y segregación líquido-gas; asimismo, señala una zona de posible acumulación de material fundido a ~ 4 km de profundidad, ubicado hacia el sector oriental del foco eruptivo actual, el volcán Peteroa. El aporte de nueva y precisa información sobre los rasgos subsuperficiales resulta esencial para la adecuada descripción del Complejo Volcánico.

[Tassi et al. \(2016\)](#) analizaron las emanaciones de fluidos (líquidos y gases) registradas en el área del CVPP durante el periodo 2010-2015. La composición de las muestras sugieren la presencia de dos cuerpos magmáticos emplazados a distintas profundidades: un reservorio superficial dacítico, y uno profundo basáltico. El flanco oriental del CVPP se caracteriza por piletas burbujeantes y un acuífero superficial, alimentados principalmente por fusión de hielos. Las muestras analizadas se caracterizan por una contribución pequeña de fluido magmático, sugiriendo una aproximación a un cuerpo de magma. La posible presencia de magma en las cercanías a un volumen saturado por agua, motiva el desarrollo de investigaciones en el área del CVPP.

En la actualidad, el volcán Peteroa es monitoreado por las instituciones gubernamentales responsables de los peligros de origen volcánico en territorio chileno y argentino. En Chile, el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y a su cargo, la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV), han desplegado instrumental sismológico, geodésico (tres estaciones GNSS), geoquímico, y visual (cámara IP), los cuales son mantenidos por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS). Esta información es recopilada y utilizada para interpretar el estado actual del volcán Peteroa, posteriormente publicado en informes rutinarios ([Reportes de Actividad Volcánica](#), OVDAS-SERNAGEOMIN) y, en situaciones excepcionales, reportes especiales de actividad. La red de estaciones ubicadas sobre el

territorio chileno del CVPP consta de seis sensores banda ancha (Guralp y Trillium, período de 30 s) de tres componentes; de ellos, la Tabla IV.3 solo describe los utilizados en los trabajos que constituyen la presente tesis (de aquí en adelante, red OVDAS).

Del lado argentino, el monitoreo de la actividad volcánica se encuentra a cargo del Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR), el cual, en los últimos años, ha diseñado un programa, el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV), con el objeto de llevar a cabo las tareas de seguimiento de la actividad de los volcanes que afectan (o poseen el potencial para afectar) el territorio nacional. A la fecha, el OAVV posee dos estaciones sísmicas de banda ancha ubicadas sobre el flanco oriental del Peteroa. Los datos registrados son compartidos al OVDAS, como parte de las actividades de cooperación internacional, contribuyendo a la reducción de ambigüedades en la localización de los eventos sísmicos ocurridos en el área.

Complementariamente a los análisis rutinarios aplicados por los organismos responsables gubernamentales, es importante destacar aquellos suministrados a raíz de la realización de proyectos basados en el despliegue temporal de instrumental. Estos proyectos permiten incrementar el número de estaciones, intensificar el volumen de información, extender el área de estudio, caracterizar regiones no estudiadas, aplicar nuevas metodologías, entre otros beneficios. Un ejemplo es el Proyecto MalARRgue (Ruigrok et al., 2012), diseñado a partir de la colaboración internacional de instituciones de los Países Bajos (Delft University of Technology -TUDelft), Argentina (Comisión Nacional de Energía Atómica -CNEA), y de los Estados Unidos (Boise State University -BSU). Este proyecto consistió en el despliegue temporal (de enero 2012 a enero 2013) de 38 estaciones sísmicas, seis de las cuales se ubicaron sobre el flanco oriental del volcán Peteroa (de aquí en adelante, la red PV), equipadas con sensores de tres componentes (Sercel L-22) de corto período (2 Hz) (ver detalles en Tabla IV.3). Estas estaciones

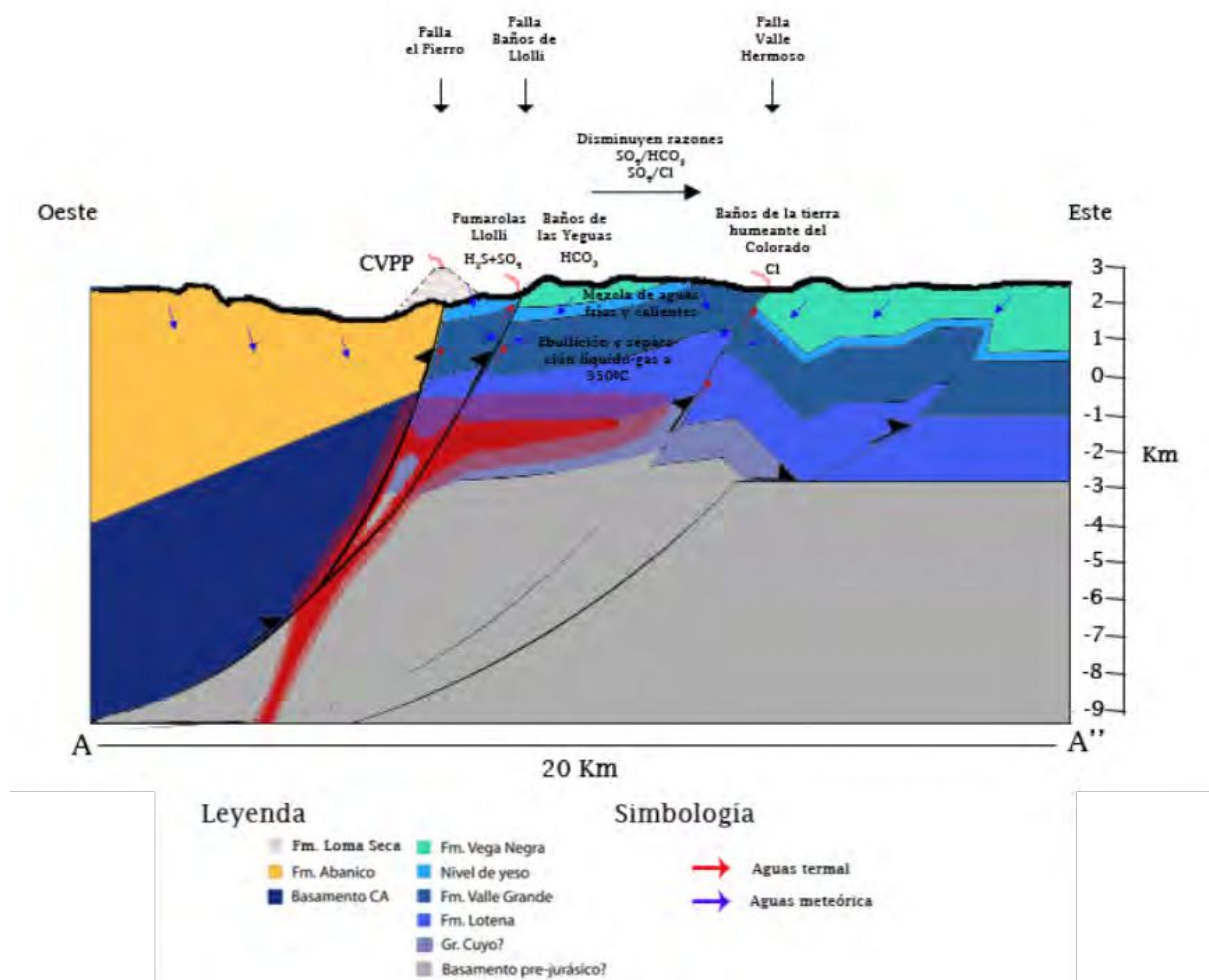


Figura IV.4: Modelo conceptual de subsuelo para el área del CVPP. El color rojo señala las zonas de posible acumulación magmática. Las profundidades son relativas al nivel medio del mar (Modificado de Benavente (2010))

constituyen una fuente de información fundamental para la aplicación de metodologías basadas en datos sísmicos, que contribuyan al conocimiento del sistema magmático. Casas et al. (2014) fueron los primeros en describir la actividad sismo-volcánica originada en el área del CVPP a partir de registros tomados desde el flanco oriental del volcán. Ellos concluyeron que, durante el año 2012, la actividad sísmica del volcán Peteroa estuvo dominada por señales sostenidas en el tiempo y de baja energía (eventos largo período y tremor, relacionados con desgasificación y fenómenos hidrotermales), mientras que un porcentaje menor se debió a señales transitorias y levemente más energéticas (eventos de fractura). Demostraron además que este sistema volcánico se ha caracterizado por una continua liberación energética, fundamentada en el gran número de eventos registrados diariamente. Por último, los eventos identificados fueron localizados mediante la aplicación de diferentes métodos (inversión de tiempos de viaje, movimiento de partículas, y técnicas de array).

Cada una de las redes desplegadas (PV y OVDAS) se caracteriza por un limitado cubrimiento azimutal de las fuentes sismogénicas presentes en el área, conduciendo a valores de incertidumbre elevados en sus localizaciones. Con el objeto de obtener mejores estimaciones en la ubicación de estas fuentes, Olivera Craig et al. relocalizaron aquellos eventos sísmicos registrados por ambas redes durante el año 2012, mediante la utilización de un algoritmo de localización basado en doble diferencias, una optimización de la identificación de arribos de las fases P y S, y un modelo de velocidades modificado de aquel desarrollado por Bohm et al. (2002) (ver Figura IV.5). Los resultados indican que las fuentes se distribuyeron en tres grupos, en concordancia con las características geológicas del área, en particular con el sistema de fallas responsable del origen y desarrollo del CVPP. La distribución de estos eventos resulta útil para la aplicación de interferometría sísmica mediante autocorrelación, implementada en el trabajo de Casas et al. (Casas et al.) (ver Capítulo VII.1), el cual provee información de las principales estructuras ubicadas debajo de las estaciones de registro en Chile y Argentina. Por otro lado, Manassero et al. (2014) han utilizado los eventos de fractura identificados para la estimación de las variaciones del factor de calidad con la frecuencia para las ondas P, S, y coda, las cuales dan cuenta de la gran heterogeneidad de este sistema volcánico, probablemente originadas en la peculiar geomorfología, su historia eruptiva, la erosión glacial, y la presencia de cursos de agua.

El Peteroa es un volcán activo y de significativa peligrosidad (Elisondo and Farías, 2016). Resulta entonces, que el entendimiento de su dinámica y de los peligros asociados son requisitos fundamentales para la minimización del riesgo de las poblaciones cercanas. A la fecha, el conocimiento del Peteroa es escaso, lo que motiva el desarrollo de actividades científicas en el área.

Tabla IV.3: Información de las estaciones de las redes PV y OVDAS utilizadas en los trabajos que materializan la presente tesis doctoral.

| Red | Estación | Altitud (m.s.n.m) | Ancho de banda | Componentes |
|-------|----------|-------------------|----------------------|-------------|
| OVDAS | AD2 | 2061 | Banda ancha | Z,N,E |
| | TEN | 2264 | | |
| | CRI | 2909 | | |
| PV | PV01 | 2454 | Corto periodo (2 Hz) | |
| | PV02 | 2427 | | |
| | PV03 | 2448 | | |
| | PV04 | 2474 | | |
| | PV05 | 2495 | | |
| | PV06 | 2476 | | |

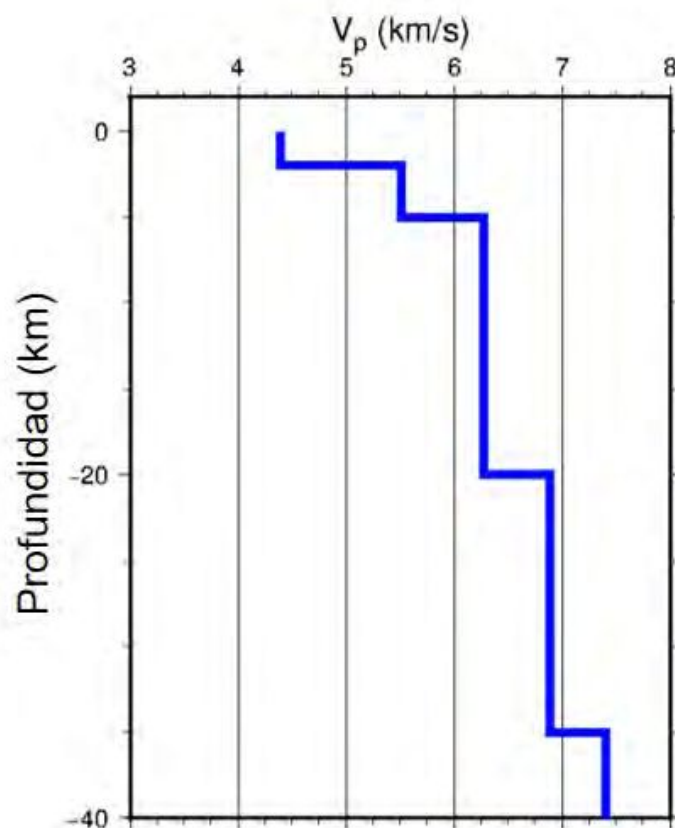


Figura IV.5: Modelo de velocidades utilizado para la zona del CVPP, modificado de [Bohm et al. \(2002\)](#).

IV.3 Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha (CVCC)

El Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha (CVCC) se ubica en la Cordillera Occidental Andina del Ecuador, en cercanías a las ciudades de Cotacachi (10 km al este), Ibarra (20 km al oeste), y Otavalo (25 km al sureste), las cuales suman una cantidad de ~ 364.000 habitantes. El CVCC consiste en un centro eruptivo inactivo, el Cotacachi, y cuatro centros eruptivos considerados activos, desde el más antiguo al más joven: Muyurcu, Loma Negra, Piribuela, y Cuicocha. Las características de los magmas emitidos por estos centros eruptivos manifiestan una variabilidad composicional que describe el estilo eruptivo del complejo. El Cotacachi y el Muyurcu han extruido magmas andesíticos, mientras que magmas dacíticos han sido expulsados desde los edificios del Loma Negra, Piribuela, y Cuicocha; ello coincide con una evolución del sistema magmático hacia características mayormente explosivas. El Cuicocha ($0,368^\circ$ N; $78,347^\circ$ O) es el responsable del último episodio eruptivo, hace 2900 años, con emisión de flujos piroclásticos y caídas de cenizas. El Cuicocha es un estratovolcán caracterizado por la presencia de una caldera de ~ 3.5 km rellena por un lago cratérico que alberga cinco domos.

IV.3.1 Marco tectónico específico

El CVCC se ubica en Los Andes, en la Zona Volcánica Norte -ZVN (ver Figura IV.6). La ZVN se origina a partir de la subducción de la placa de Nazca debajo de la Sudamericana, desarrollando volcanes tanto sobre las cordilleras occidentales y orientales como en el valle intermontano, en una tendencia estructural noreste-suroeste. El basamento de la cordillera occidental de la ZVN está caracterizado por rocas máficas autóctonas de edad Cretácea, acretadas en el Cretáceo tardío y Cenozoico ([Jaillard et al., 2000](#)); mientras que rocas Paleozoicas y Mesozoicas conforman el basamento de la parte oriental de la ZVN ([Stern, 2004](#)).

El desarrollo más significativo del arco magmático de la Cordillera de los Andes fue luego de la división de la placa de Farallón en las placas de Cocos y Nazca en el Oligoceno tardío, lo que condujo a una ortogonalización del movimiento de la placa subductante en relación a la continental, favoreciendo el acortamiento litosférico (longitudinal), su ensanchamiento (transversal), y levantamiento de masas en la ZVN ([Ramos and Aleman, 2000](#)).

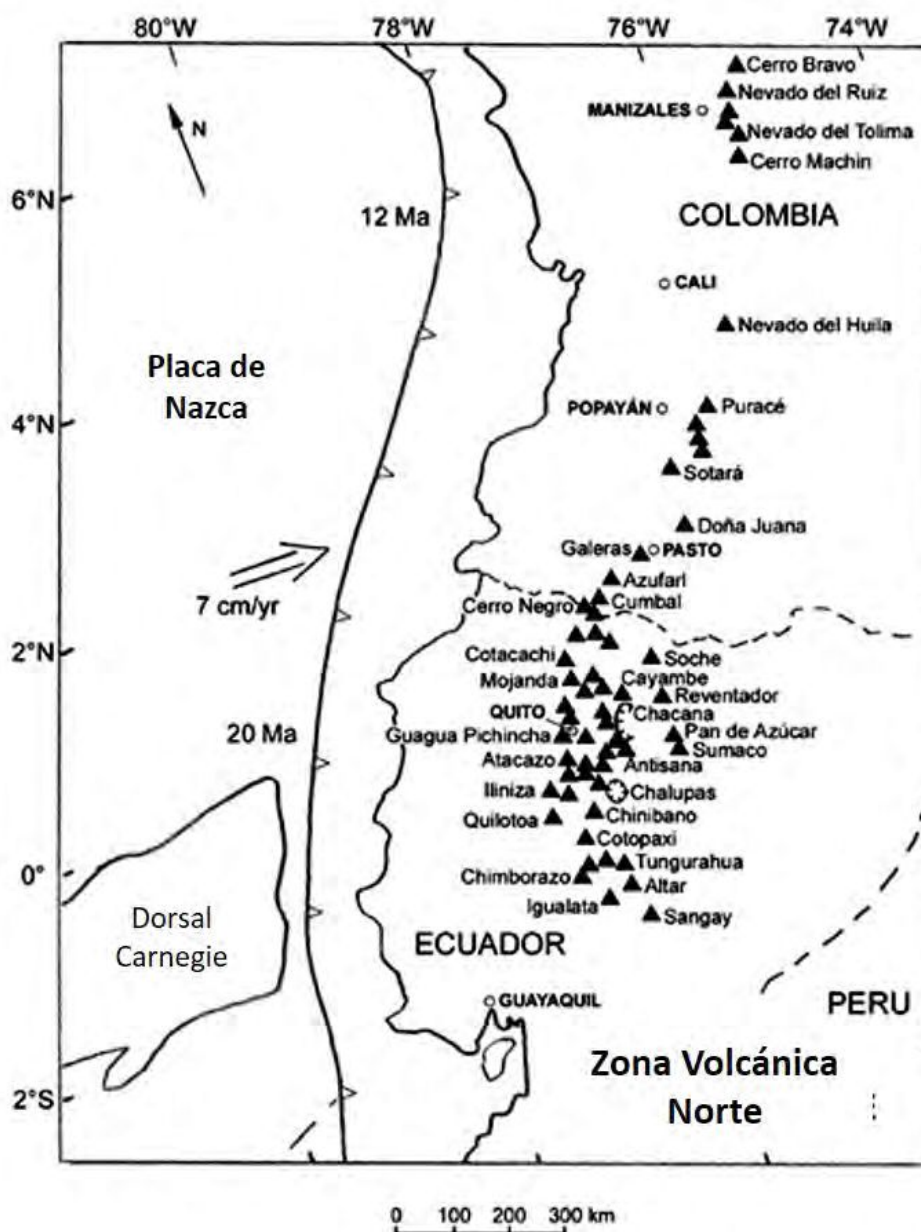


Figura IV.6: Mapa esquemático de la ZVN: estructuras volcánicas comprendidas, límites internacionales, ubicación de la fosa, y velocidad promedio de movimiento (Modificado de Stern (2004)).

Las características de la convergencia del Cuaternario sobre el borde occidental de la placa Sudamericana han conducido a una oblicuidad entre 31° - 45° , permitiendo deformación dextral en el arco y retroarco, y una inclinación de 25° - 30° a una tasa de 7 cm/año, configurando las condiciones necesarias para el desarrollo de volcanismo activo (Stern, 2004).

La ZVN contiene 19 volcanes en Colombia y 55 en Ecuador, distribuidos a lo largo de las cordilleras occidental y oriental. En Colombia se diferencian tres zonas volcánicas (norte, centro y sur), mientras que en Ecuador se reconocen cuatro áreas sub-paralelas de orientación norte-sur. La ZVN limita, hacia el norte y el sur, con áreas de carencia de volcanismo activo, originadas por la subducción de bajo ángulo del bloque de Bucaramanga y la dorsal de Carnegie, respectivamente.

Si bien la tasa de convergencia, la edad de la placa de Nazca, y su ángulo de inclinación se mantienen relativamente uniformes a lo largo de la ZVN, se observan significantes variaciones de la distancia del arco a la fosa, de la edad y espesor de la litósfera continental, y de la geometría de la zona de Wadati-Benioff. Un ejemplo, es la distribución de volcanes en la sección norte de la ZVN, región en la que se observa una

alineación del arco magmático, a diferencia del sur, en donde se presenta como un segmento de 80-120 km de ancho.

IV.3.2 Historia eruptiva

El CVCC se encuentra sobre la Cordillera Occidental de los Andes Ecuatorianos, a raíz de las condiciones favorables establecidas por la zona de fractura Otavalo-Umpala para el desarrollo de sistemas magmáticos con manifestaciones en superficie (Hanuš et al., 1987). La actividad del CVCC se remonta al Pleistoceno, con el origen del volcán Cotacachi. Este primer edificio, de composición basalto-andesítica, demuestra erupciones con flujos de lava, una fuerte erosión por glaciación, y un episodio de colapso hacia la dirección noroccidental en sintonía con la finalización de esta fase volcánica hacia los 162 a 108 mil años AP. Luego de este suceso, mediante la extrusión de lavas andesíticas, se originó un segundo edificio intercalado por la presencia de domos y diques de composición dacítica (domos satélites), siendo los principales: el Muyurcu, Loma Negra, Piribuela, y Cuicocha. Esta evidente diferenciación habría conducido al desarrollo de la avalancha de material hacia el NE del Cotacachi, ocurrida entre 102 y 65 mil de años AP. La culminación de la actividad del volcán Cotacachi está representada por una secuencia de flujos de lava que rellenan el cráter. La formación de los depósitos eyectados por los domos satélites habría sido a partir de los 44 mil años AP, dada su disposición estratigráfica en relación a aquellos ubicados en la estructura más joven del Complejo, el Cuicocha.

El volcán Cuicocha, ubicado sobre el flanco sur del extinto volcán Cotacachi, y de inicialmente un diámetro de 1.5 km, ha manifestado una serie de erupciones con oleadas piroclásticas y caídas de ceniza durante distintas fases eruptivas y procesos de colapso. Estos productos, con edades de alrededor de 3500 años AP, han suministrado un importante volumen de material piroclástico a las ciudades de Cotacachi y Otavalo (Athens, 1998).

Actualmente, el volcán Cuicocha consiste en cinco domos dacíticos localizados dentro de una caldera de colapso de 3.5 km de diámetro. Esta caldera fue originada por un suceso de significativa explosividad hace 3100 años AP (von Hillebrandt, 1989). El último registro de actividad eruptiva data del año 2900 AP, con la formación de dos domos en la parte central de la caldera.

IV.3.3 Actualidad

Los registros de actividad histórica del volcán Cuicocha no solo conducen a clasificar a este sistema magmático como activo, en un estado actual de relativo reposo, sino que establecen los fundamentos por los cuales se requiere un monitoreo de la estructura volcánica.

Los primeros esfuerzos por la implementación de un monitoreo en el volcán Cuicocha fueron ejecutados en el año 1988, año en el que el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN, Ecuador) ha instalado la primer estación sísmica de registro. Durante el año 2010, el Cuicocha ha mostrado signos de incremento de la actividad en su interior, a partir de un aumento de la cantidad de sismos ocurridos y de la emisión de CO_2 . Estos sucesos han conducido a reforzar las características generales del monitoreo en el área, así como los trabajos de investigación desde diferentes disciplinas Ruiz et al. (2013). En la actualidad, el CVCC posee una red de monitoreo permanente (ver Figura IV.7) en base a la recolección de datos geoquímicos, sísmicos, y de deformación. Cuatro estaciones sismológicas se encuentran instaladas en el área, tres sobre las laderas de la estructura volcánica y una sobre el cráter, en uno de los domos; siete acelerógrafos completan la red de monitoreo. Además, se han desplegado dos estaciones GPS, una dentro de la caldera y otra a 5 km de la misma; y un espectrómetro de CO_2 . Asimismo, el IGEPN recolecta y analiza las emisiones de gases de manera periódica (Reportes de Actividad Volcánica, IGEPN).

La Figura IV.8 señala la sismicidad (tipos de eventos y cantidades) registrada y catalogada por el IGEPN en el área del CVCC entre enero de 2008 y septiembre de 2018. Un análisis estadístico de la ocurrencia de los distintos tipos de eventos, para el mismo periodo, demuestra que los eventos tipo volcano-tectónicos (VT), cuya génesis es asociada a la fractura frágil de un cuerpo de roca subsuperficial, representan el 46.8% de los eventos identificados. Este mismo porcentaje representa la ocurrencia de eventos tipo largo periodo (LP), aquellos originados principalmente por el movimiento de fluidos en grietas. Asimismo, los eventos híbridos (HB), cuyo origen es constituido por la fusión de los mecanismos que dan lugar a los eventos VT y LP, representan el restante 6.4%. Sin embargo, es destacable que para el periodo de enero de 2011 a septiembre de 2018, los eventos VT representan un 71.83% de los sismos identificados, mientras que los eventos LP y los HB, un 22.43% y 5.74%, respectivamente.

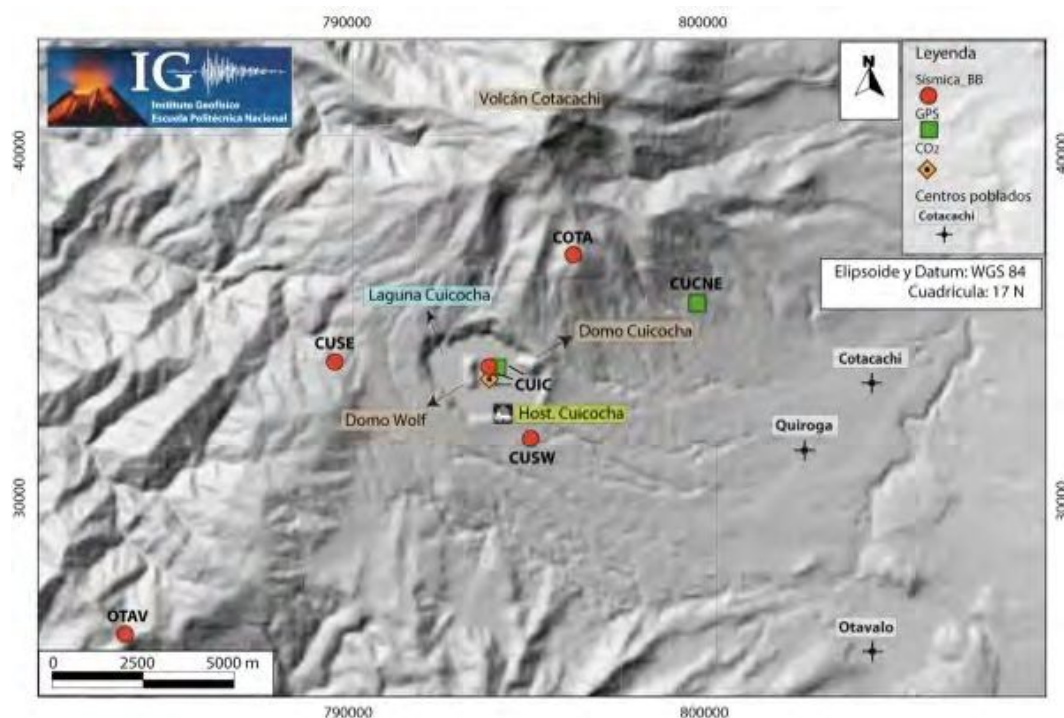


Figura IV.7: Red de monitoreo instalada en el área del CVCC. El gráfico también señala la ubicación de la laguna cratélica, los domos intra-crátericos, y los principales centros poblados (Modificado de [Reportes de Actividad Volcánica](#), IGEPN)

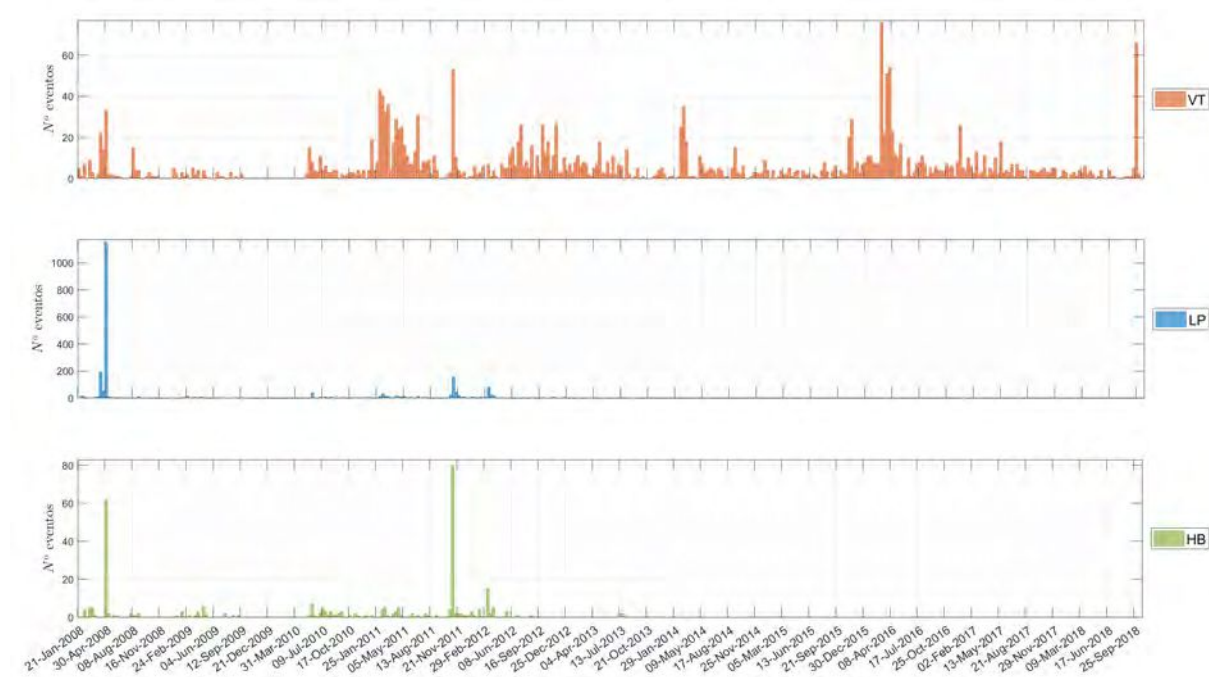


Figura IV.8: Tipos y número de eventos registrados en el área del CVCC entre los años 2008 y 2018. VT: Volcano-tectónico. LP: Largo periodo. HB: Híbrido.

La información suministrada por el análisis de la ocurrencia de estos eventos y de sus mecanismos de fuente, resulta esencial para la descripción del sistema magmático analizado. Sin embargo, la adquisición de información adicional será necesaria para el adecuado reconocimiento de los procesos que ocurren en el interior del mismo. Una de estas fuentes de información es la estimación de los cambios subsuperficiales ocurridos en el tiempo, tarea implementada en la presente tesis doctoral (ver Capítulo [VIII](#)).

Capítulo V

Interferometría Sísmica

*“Cuando el objetivo te parezca difícil, no cambies de objetivo;
busca un nuevo camino para llegar a él. ”*

Confucio (551 a.C. - 479 a.C.)

¿Qué es la interferometría sísmica (IS)? ¿Qué son las funciones de Green, y cómo se relacionan con la IS? ¿Cómo se relacionan con las áreas de fase estacionaria? ¿Cuál fue la evolución de la teoría de la IS? ¿Cuáles son las utilidades de la IS? ¿Cuál es su formulación matemática? ¿En qué consiste la IS mediante autocorrelaciones? ¿Qué es un campo difuso? ¿Qué es el ruido sísmico ambiental? ¿Cómo es posible realizar un monitoreo mediante IS?

V.1 Introducción

En los últimos 50 años, numerosos desarrollos en tecnología y teoría de la física y matemática han permitido el progreso de la sismología en toda su dimensión. Los avances en potencia computacional, así como en el hardware y software de los sensores sísmicos, permiten, en la actualidad, el almacenamiento de gran cantidad de datos, el manejo de extensas redes de unidades de procesamiento, el registro de señales con mayor resolución y a un menor costo. En las últimas décadas, se han logrado mejores representaciones matemáticas de la propagación de ondas sísmicas, así como mejores técnicas de procesamiento, modelado, e inversión. Todos estos desarrollos han permitido un avance en la resolución y precisión de las imágenes sísmicas (Wapenaar et al., 2008a), conduciendo al origen de nuevas técnicas para la caracterización y monitoreo de los procesos dinámicos ocurridos en el subsuelo terrestre. Una de estas técnicas es la interferometría sísmica (IS). La IS es una técnica innovadora que proporciona un reordenamiento del campo de ondas a partir del análisis de los patrones de interferencia entre las señales registradas, permitiendo, de esta manera, la construcción de fuentes virtuales. Es decir, mediante IS se obtienen nuevos sismogramas en los cuales uno de los sensores actúa como fuente de energía sísmica para las demás estaciones de registro (Schuster and Snieder, 2009; Nakata, 2013). Sus herramientas principales son la correlación cruzada (Wapenaar, 2003; van Manen et al., 2006; Wapenaar and Fokkema, 2006), la convolución (ej. Slob et al. (2007)), o deconvolución (Vasconcelos and Snieder, 2008a,b; Wapenaar et al., 2008b, 2011b).

En el campo de la sismología, la aplicación de las metodologías basadas en la teoría de la IS puede proveer estimaciones precisas de las respuestas impulsivas del medio de propagación, es decir, la función de Green. El concepto de funciones de Green comprende la solución de la ecuación de movimiento (o la ecuación de difusión) a partir de una fuente puntual (en tiempo y espacio). Estas funciones describen el efecto del medio de propagación entre dos ubicaciones a partir de la excitación producida por una fuente puntual en alguno de esos puntos. Notar que esta definición no involucra premisas sobre el grado de difusividad del medio, proporcionando, a priori, suficiente generalidad para su utilización en medios heterogéneos, como las áreas volcánicas, por ejemplo.

Las distintas metodologías que de la IS se desprenden, han suministrado procedimientos y condiciones requeridos para la adecuada reconstrucción de las funciones de Green (de ondas de cuerpo o superficiales). Las mismas resultan de la suma constructiva o destructiva de la energía proveniente de diversas fuentes (primarias –sismos-, o secundarias –heterogeneidades-). Aquellas áreas ocupadas por las fuentes cuya energía interfiere constructivamente, constituyen las zonas de fase estacionaria (o zonas de Fresnel) (Spetzler and Snieder, 2004; Snieder, 2004).

El comienzo de la historia de la IS (ver el esquema de la Figura V.1) se adjudica a Claerbout quien, hacia fines de la década de 1960, provee una metodología basada en la autocorrelación del registro de un campo de ondas plano generado por una fuente de ubicación y tiempos de excitación desconocidas, con el objeto de obtener información de las estructuras del subsuelo terrestre, específicamente, la respuesta del medio a la reflexión (Claerbout, 1968). De esta manera, sentó la bases de un método pasivo (la excitación del medio no se debe a la activación de fuentes por acción antropogénica), y que no requiere del conocimiento del campo de velocidades del medio por el cual se propaga la energía sísmica, ni de la ubicación de la fuente. Este método fue probado inicialmente para datos sintéticos en medios 1D, y con registros de sismos (Claerbout, 1968; Scherbaum, 1987). Luego, Schuster and Rickett (2000) y (Yu and Schuster, 2004) demostraron, en base a una aproximación de fase estacionaria y mediante simulaciones numéricas, que es posible obtener estimaciones de la reflectividad del medio a partir de correlaciones cruzadas de registros de una cantidad finita de eventos sísmicos. Schuster et al. (2004) introdujo el concepto de “elaboración de imágenes mediante interferometría” (*Interferometric Imaging*) en referencia al proceso de obtención de imágenes sísmicas del subsuelo mediante correlaciones cruzadas. Luego, Wapenaar et al. (2002) y Wapenaar (2003) formalmente generalizan el teorema de Claerbout, extendiéndolo a medios acústicos y elásticos inhomogéneos en 3D, siendo posteriormente confirmado mediante aplicaciones numéricas y datos de sísmica pasiva (Draganov et al., 2003, 2007b).

En la década de los ´90, Fink ha explotado la propiedad de la invarianza de la ecuación de movimiento a la reversión temporal. El mismo ha demostrado que, en medios sin pérdidas anelásticas, la reversión temporal permite focalizar, en su punto de partida, la energía dispersada en el subsuelo heterogéneo (Fink et al., 2000). La utilidad de la reversión temporal para estos medios con alto grado de scattering condujo al desarrollo de otras metodologías, como el uso de la coda de eventos, caracterizada por un múltiple scattering en las heterogeneidades subsuperficiales, para la estimación de cambios ocurridos a lo largo del tiempo (Snieder et al., 2002).

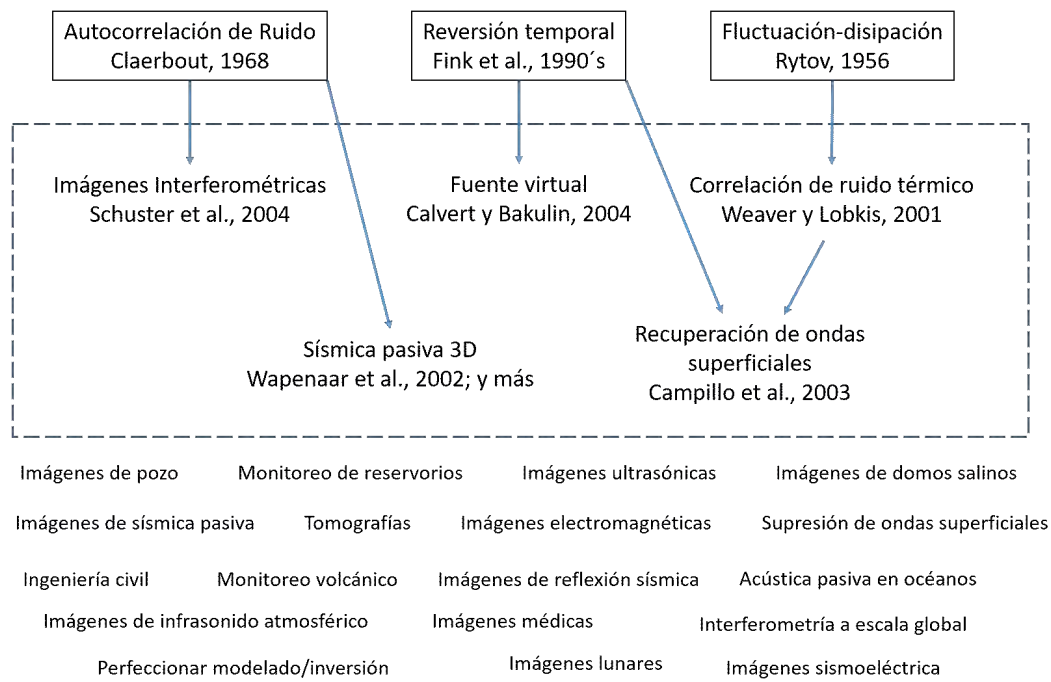


Figura V.1: Esquema de las contribuciones teóricas sobre las cuales se ha desarrollado la interferometría sísmica. Se listan, además, algunas de las actuales aplicaciones en diferentes campos del conocimiento (Rytov, 1956; Fink et al., 2000; Weaver and Lobkis, 2001; Schuster et al., 2004; Wapenaar et al., 2002; Campillo and Paul, 2003; Calvert et al., 2004) (fuente: <http://homepage.tudelft.nl/t4n4v/Daylight2/index1.htm>)

En el campo de la sismología, Campillo and Paul (2003) fueron de los primeros en demostrar la construcción de la función de Green entre dos puntos de registro a partir de la correlación cruzada de registros de un campo acústico difuso. Sin embargo, la condición de difusividad requiere del múltiple scattering de la energía de propagación en las heterogeneidades del medio, de reverberaciones en un medio limitado por superficies irregulares, y/o una distribución aleatoria de las fuentes de ruido.

En base al método de reversión temporal, Calvert et al. (2004) introdujeron el método de la “fuente virtual”, según el cual los registros de fuentes sobre la superficie tomados por sensores ubicados en un pozo, son correlacionados para obtener nuevos registros en los que uno de los sensores actúa como fuente (ello es, una fuente virtual) para los demás sensores. Mediante la correlación cruzada, el efecto de recorrido de la energía propagada por el volumen del subsuelo entre la fuente real y el primer sensor es eliminada, permitiendo la construcción de nuevos registros compuestos por aquella energía de onda directa propagada entre este sensor y los demás de la red (Bakulin and Calvert, 2006; Bakulin et al., 2007).

Cada uno de los desarrollos mencionados anteriormente (métodos por reversión temporal, elaboración de imágenes mediante interferometría, y métodos de fuente virtual) quedan finalmente unificados a partir del trabajo de Wapenaar (2004), quien utiliza el teorema de reciprocidad por correlación para suministrar las bases matemáticas de la relación entre las correlaciones cruzadas y la función de Green del medio de interés. De esta manera, la relación entre dos estados distintos de un medio es descripta mediante correlaciones de los parámetros que los caracterizan. La correlación cruzada de los registros en dos sensores, y su integración a lo largo de distintas fuentes, permite la construcción de la función de Green. Así, con el objeto de estandarizar su utilización, esta técnica fue denominada “interferometría sísmica” (*Special issue, Geophysics, July-August, 2006*).

La efectividad de la IS en el proceso de reorganización de los campos de ondas registrados, incluso en el caso de campos de onda complicados o aleatorios (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Brenguier et al., 2008), permite extraer la información coherente del subsuelo, o bien, preparar los registros para su utilización por otras metodologías tradicionales con el mismo fin. De esta manera, la IS ha sido utilizada con varios propósitos, por ejemplo, uso de múltiples para incrementar la iluminación otorgada por las fuentes, aumento del área de registro, análisis de ruido ambiente, eliminación de una estructura compleja por encima del objetivo, realzar la repetitividad de la información para mejorar el monitoreo

sísmico, estimación de las variaciones espacio-temporales del campo de ondas; descripción de la ubicación de reflectores del subsuelo, de la distribución de las velocidades de propagación, de los valores de los parámetros de atenuación, de los cambios temporales de las propiedades del subsuelo (Wapenaar et al., 2008a; Nakata, 2013).

De las aplicaciones de IS, una de las más difundidas es la reubicación de fuentes en el sitio de los receptores. Históricamente, una de las problemáticas más comunes a las que se enfrenta el procesamiento sísmico es la disposición de un modelo de velocidades de propagación suficientemente preciso tal que permita obtener imágenes del subsuelo con la mayor resolución posible. En base a una apropiada distribución de estaciones, la reorganización de los campos de onda registrados, introducida por la IS, ha permitido crear fuentes virtuales en la ubicación de los receptores, posiblemente localizados en zonas más cercanas a aquella de interés. Esto ha conducido a eliminar los efectos de propagación por aquella porción del subsuelo más somera, probablemente sin interés productivo y caracterizada por una alta heterogeneidad (en sísmica de exploración, *wheathering*). De esta manera, resulta innecesario realizar un modelado de velocidades para esta sección del subsuelo. Consecuentemente, tampoco será necesario aplicar correcciones estáticas. El reposicionamiento de fuentes sin la necesidad de conocer la distribución de velocidades del medio conduce a un incremento de la resolución de las imágenes del subsuelo. Estos principios, son además útiles para transformar múltiples en arribos primarios, de manera tal de incrementar la iluminación de los receptores (ej., Yu and Schuster (2006)), o bien disponer de trazas en puntos del espacio donde no ha podido obtenerse un registro (Wang et al., 2009). Asimismo, es posible utilizar ondas refractadas para realizar estimaciones precisas de las propiedades del medio (Mikesell et al., 2009). La IS también permite modelar y suprimir las ondas superficiales de los registros sísmicos (ej., Curtis et al. (2006)).

A la fecha, no sólo el campo de aplicación de la IS es diverso (ver sector inferior de la Figura V.1), sino que el desarrollo de nuevas metodologías está en auge (Wapenaar et al., 2010a); la IS mediante deconvolución multidimensional es un exponente de ello. Esta reformulación de la teoría de IS ha suministrado una solución efectiva a los problemas originados por el registro de complejos mecanismos focales, y los efectos de una significativa atenuación del medio y una iluminación irregular de los receptores (ej., Wapenaar et al. (2011b,a); Van Der Neut et al. (2011); Van Dalen et al. (2013, 2015); Weemstra et al. (2017)).

V.2 Representación matemática

Las metodologías aplicadas en esta tesis doctoral se basan en los fundamentos teóricos de la IS mediante correlaciones, cuya formulación matemática ha sido desarrollada en el trabajo de Wapenaar and Fokkema (2006) a partir de la utilización del teorema de reciprocidad por correlaciones y la invarianza de la reversión temporal de las funciones de Green en un medio sin pérdidas anelásticas. La atenuación es una propiedad característica de los medios de propagación, la cual se manifiesta a diferentes niveles. El alto grado de atenuación comúnmente observado en las áreas volcánicas se origina en su naturaleza heterogénea. Sin embargo, ello no constituye una imposibilidad en la utilización de la formulación de IS para medios con pérdidas anelásticas. Su principal consecuencia será una reconstrucción imprecisa de las amplitudes de la función de Green para valores temporales suficientemente grandes (arribos primarios y múltiples con largos recorridos) (Slob and Wapenaar, 2007a). Esta limitación se agudiza cuanto mayor sea el grado de heterogeneidad del medio, o, de manera equivalente, en la utilización de longitudes de onda suficientemente pequeños (Draganov, 2007). En la actualidad, nuevos avances (Slob and Wapenaar, 2007b; Vasconcelos et al., 2009) han desarrollado representaciones para sortear estas limitaciones originadas en las pérdidas anelásticas del medio.

Para un medio limitado únicamente en la superficie (sistema abierto), dos estados independientes (dos puntos del espacio) en este medio (acústico o elástico) se encuentran relacionados por el teorema de reciprocidad por correlaciones (ver Figura V.2). Mediante estas relaciones, medidas sobre la superficie de un dominio D (limitado por δD , tal que $\delta D = \delta D_0 \cup \delta D_0$ en Figura V.2), es posible adquirir conocimiento de las propiedades del mismo D . Esta formulación se ajustará a la presencia de fuentes

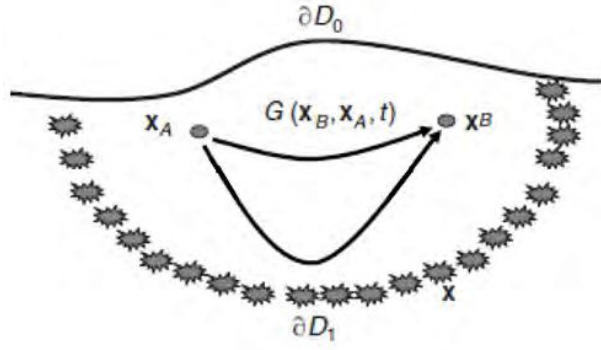


Figura V.2: Configuración de fuentes y receptores para la construcción de la función de Green. Los rayos representan la respuesta completa -ondas directas, reflejadas, múltiples, e incluso conversiones por la presencia de heterogeneidades del subsuelo. ∂D_0 indica la superficie libre. ∂D_1 señala el límite del dominio D en profundidad. (Modificada de Wapenaar et al. (2010b)).

impulsivas (en espacio y tiempo), transitorias (aquellas cuyo origen está caracterizado por una Función Temporal de la Fuente -FTF), o de ruido.

En el dominio de las frecuencias, la ecuación más general del teorema de reciprocidad por correlación en un medio acústico, en presencia de un campo de ondas incidente y emergente, y sin variación de las propiedades del material entre los dos puntos relacionados, es representada por:

$$\int_D \hat{p}_A^*(\mathbf{x}, \omega) \hat{q}_B(\mathbf{x}, \omega) + \hat{v}_{i,A}^*(\mathbf{x}, \omega) \hat{f}_{i,B}(\mathbf{x}, \omega) + \hat{q}_A^*(\mathbf{x}, \omega) \hat{p}_B(\mathbf{x}, \omega) + \hat{f}_{i,A}^*(\mathbf{x}, \omega) \hat{v}_{i,B}(\mathbf{x}, \omega) d^3\mathbf{x} = \oint_{\partial D} (\hat{p}_A^*(\mathbf{x}, \omega) \hat{v}_{i,B}(\mathbf{x}, \omega) + \hat{v}_{i,A}^*(\mathbf{x}, \omega) \hat{p}_B(\mathbf{x}, \omega)) n_i d^2\mathbf{x} \quad , \quad (V.1)$$

donde:

D : dominio

∂D : superficie límite del dominio

n_i : componentes de la normal a la superficie límite

\mathbf{x} : vector de coordenadas cartesianas (m)

ω : frecuencia angular (rad)

$\hat{\cdot}$: representa las cantidades en el dominio de las frecuencias

p : presión acústica (Pa)

v_i : velocidad de las partículas (m/s)

q : distribución de fuentes en términos de la densidad volumétrica de tasa de inyección ($1/s$)

f_i : distribución de fuentes en términos de la densidad de fuerza volumétrica externa (N/m^3)

A, B : dos estados -puntos- del dominio D

\star : conjugación compleja

Es importante destacar la utilización de un medio acústico en la formulación aquí presentada, selección que no conduce a pérdida de generalidad alguna en el análisis de medios elásticos. De esta manera, las propiedades del material del medio de propagación se encuentran descriptas por la compresibilidad y la densidad.

V.2.1 Fuentes impulsivas

Las fuentes impulsivas se originan por la liberación de energía en un punto del espacio y en un tiempo extremadamente corto. Este tipo de fuentes representan una aproximación de la génesis real de muchos eventos en la naturaleza. Las fuentes impulsivas ubicadas en un punto $A(\mathbf{x}_A)$ y $B(\mathbf{x}_B)$, se definen entonces por:

$$\hat{q}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) = \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_A) \quad ,$$

$$\hat{q}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) = \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_B) \quad .$$

Lo cual conduce a:

$$\hat{p}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) = \hat{G}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) \quad ,$$

$$\hat{p}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) = \hat{G}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) \quad ,$$

tal que $G(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega)$ es la respuesta impulsiva (función de Green) observada en el estado A , y $G(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega)$ la observada en el estado B .

Utilizando la ecuación de movimiento (en el dominio de las frecuencias, es decir, $j\omega\rho\hat{v}_i + \partial_i\hat{p} = \hat{f}_i$), la elección de $\hat{q}(\mathbf{x}, \omega)$ como fuente impulsiva, y $\hat{f}_i(\mathbf{x}, \omega) = 0$, se obtienen:

$$\hat{p}_i(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) = \frac{-1}{j\omega\rho(\mathbf{x})} \partial_i \hat{G}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) \quad ,$$

$$\hat{p}_i(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) = \frac{-1}{j\omega\rho(\mathbf{x})} \partial_i \hat{G}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) \quad ,$$

donde j es la unidad imaginaria y ρ la densidad volumétrica de masa (kg/m^3).

Considerando,

- la validez de la relación de reciprocidad entre fuente y receptor, según la cual $\hat{G}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}_B, \omega) = \hat{G}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}_A, \omega)$,
- variaciones suficientemente suaves de los parámetros del medio en un entorno a la superficie δD ,
- un medio homogéneo en δD , y por fuera de ella,
- longitudes de onda de la energía pequeñas respecto de las dimensiones de las heterogeneidades (régimen de altas frecuencias),

la Ecuación V.1 se ve modificada, dando lugar a la Ecuación V.2:

$$2 \operatorname{Re}\{\hat{G}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}_B, \omega)\} \approx \frac{2}{\rho c} \oint_{\delta D} \hat{G}^*(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) \hat{G}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) d^2x \quad , \quad (\text{V.2})$$

donde c es la velocidad de propagación, y Re identifica la parte Real del argumento.

La Ecuación V.2 es utilizada para fines prácticos, a raíz de permitir una reconstrucción de las fases de todos los arribos en los puntos seleccionados del espacio. Sin embargo, su solución es susceptible a presentar errores en la amplitud de los arribos. Una distribución aleatoria de fuentes en δD , o bien la presencia de un medio homogéneo dentro, fuera, y a lo largo de δD , permiten que la integración de todas las fuentes registradas conduzca a soluciones precisas (en amplitud y fase), a partir de la interferencia constructiva de arribos reales. No obstante, la interferencia de la energía podría conducir a errores significativos en las amplitudes reconstruidas o bien a la presencia de arribos no físicos, para los casos que se desvíen ampliamente de las hipótesis planteadas.

Por último, la separación de la integral de la Ecuación V.2 en la parte correspondiente a las fuentes sobre la superficie libre (superficie terrestre) y aquella de fuentes en el subsuelo, conduce a demostrar que únicamente será necesario disponer de esta última parte para la adecuada construcción de la función de Green (Draganov, 2007). En esta situación, la reflexión en la superficie de la energía originada en las fuentes subsuperficiales compensa la falta de fuentes en la misma.

V.2.2 Fuentes transitorias

Muchos son los posibles mecanismos que originan los eventos sísmicos observados en los registros, desde el movimiento de masas hasta la ruptura frágil de un cuerpo de roca, o la liberación brusca de energía promovida por actividad antropogénica. Las fuentes impulsivas resultan una abstracción de los procesos de liberación energética por los cuales se originan los eventos. Los mecanismos reales pueden ser caracterizados por funciones temporales de la fuente –FTF (Yilmaz, 2001); una FTF (en la literatura científica, *Source Time Function*) es una función temporal de duración limitada que describe la energía

liberada en el foco en función del tiempo.

Al utilizar fuentes transitorias en tiempo, las ecuaciones desarrolladas para fuentes impulsivas se ven modificadas por la presencia de FTFs. En este caso, debe considerarse que

$$\hat{p}^{obs}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) = \hat{G}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) \hat{s}(\mathbf{x}, \omega) \quad ,$$

$$\hat{p}^{obs}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) = \hat{G}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) \hat{s}(\mathbf{x}, \omega) \quad ,$$

donde $\hat{s}(\mathbf{x}, \omega)$ es la FTF.

La potencia espectral de las fuentes será:

$$\hat{S}(\mathbf{x}, \omega) = \hat{s}^*(\mathbf{x}, \omega) \hat{s}(\mathbf{x}, \omega) \quad ,$$

Estas consideraciones conducen a la modificación de la Ecuación V.2:

$$2 \operatorname{Re}\{\hat{G}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}_B, \omega)\} \hat{S}_0(\mathbf{x}, \omega) \approx \frac{2}{\rho c} \oint_{\delta D} \alpha(\mathbf{x}, \omega) \hat{p}^{obs*}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) \hat{p}^{obs}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) d^2x \quad , \quad (\text{V.3})$$

donde:

$$\alpha(\mathbf{x}, \omega) = \frac{\hat{S}_0(\mathbf{x}, \omega)}{\hat{S}(\mathbf{x}, \omega)} \quad ,$$

$\alpha(\mathbf{x}, \omega)$ es un filtro modelador, es decir, una función que permite una compensación por las posibles diferencias entre las FTFs. Esta función dependerá de $\hat{S}_0(\mathbf{x}, \omega)$, una función de potencia espectral seleccionada arbitrariamente.

V.2.3 Fuentes de ruido

La propiedad fundamental de las fuentes de ruido es la imposibilidad de obtener respuestas aisladas en tiempo para cada una de ellas, es decir, los registros de estas señales se encuentran superpuestos en tiempo. Esta característica establece una dificultad práctica en la utilización de las relaciones de reciprocidad listadas hasta este punto la cual puede ser sorteada a partir de la presencia de fuentes no correlacionadas en tiempo (Draganov, 2007).

Si $\hat{N}(\mathbf{x}, \omega)$ es el espectro de las fuentes de ruido, se tendrá que, en los puntos de registro,

$$\hat{p}^{obs}(\mathbf{x}_A, \omega) = \oint_{\delta D} \hat{G}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) \hat{N}(\mathbf{x}, \omega) d^2\mathbf{x} \quad ,$$

$$\hat{p}^{obs}(\mathbf{x}_B, \omega) = \oint_{\delta D} \hat{G}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}', \omega) \hat{N}(\mathbf{x}', \omega) d^2\mathbf{x}' \quad .$$

Si las fuentes ubicadas en x y x' son no correlacionadas, cumplirán:

$$\langle \hat{N}^*(\mathbf{x}, \omega), \hat{N}(\mathbf{x}', \omega) \rangle = \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}') \hat{S}(\mathbf{x}, \omega) \quad ,$$

donde $\langle \rangle$ indica el promedio de distintas realizaciones (intervalos temporales) (en literatura científica, *ensemble average*).

La correlación de los campos de onda observados en A y B será, entonces,

$$\langle \hat{p}^{obs*}(\mathbf{x}_A, \omega), \hat{p}^{obs}(\mathbf{x}_B, \omega) \rangle = \oint_{\delta D} \hat{G}^*(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}, \omega) \hat{G}(\mathbf{x}_B, \mathbf{x}, \omega) \hat{S}(\mathbf{x}, \omega) d^2\mathbf{x} \quad .$$

De esta manera, la ecuación de relación será:

$$2 \operatorname{Re}\{\hat{G}(\mathbf{x}_A, \mathbf{x}_B, \omega)\} \hat{S}(\omega) \approx \frac{2}{\rho c} \langle \hat{p}^{obs*}(\mathbf{x}_A, \omega), \hat{p}^{obs}(\mathbf{x}_B, \omega) \rangle \quad . \quad (\text{V.4})$$

La Ecuación V.4 es de fácil aplicación, ya que básicamente requiere del registro del campo de ondas en los puntos A y B, los que serán correlacionados para la obtención de las propiedades del subsuelo. Otra de las ventajas es que no requiere de un conocimiento previo de estas fuentes. Sin embargo, posee la desventaja de carecer de una compensación por las diferencias que existan entre los espectros de las fuentes. Por otro lado, debido a que la energía liberada por las fuentes podría superponerse completa o parcialmente, la premisa de fuentes no correlacionadas podría no cumplirse. Ello conduce a la necesidad de utilizar registros del campo de ondas suficientemente largos, para que el promedio de las ventanas temporales seleccionadas de los registros aproxime adecuadamente el promedio espacial del conjunto.

V.3 Interferometría sísmica mediante autocorrelaciones

Las fuentes transitorias se caracterizan por ser unidades reconocibles en los registros, característica distintiva respecto de las fuentes de ruido. La génesis de las fuentes transitorias puede ser tanto artificial como natural; la primera corresponde a las fuentes controladas, como las utilizadas en actividades de exploración sísmica activa (dinamitas, vibroseis, martillos, etc.); la génesis natural comprende los eventos originados por la dinámica del interior terrestre, como la fractura frágil de un cuerpo de roca.

La principal ventaja de las aplicaciones de IS con fuentes controladas (exploradas inicialmente por [Schuster and Rickett \(2000\)](#), y [Bakulin and Calvert \(2006\)](#)) es la disponibilidad de energía sísmica proveniente desde zonas previamente seleccionadas, con el fin de lograr una eficiente estimación de las propiedades de interés. La utilización de fuentes controladas es principalmente útil en áreas en las que la liberación energética por mecanismos naturales resulta escaso y/o con una distribución acimutal acotada. La calidad y cantidad del dato suministrado por este tipo de actividad ha persuadido inversiones, logrando un amplio desarrollo en el campo de la sísmica. Sin embargo, no solo el costo de esta actividad puede llegar a ser excesivo, sino que muchas regiones carecen de condiciones ambientales, de accesibilidad, o políticas, propicias para el desarrollo de la misma. Por ello, el desarrollo de metodologías que permitan una adecuada utilización de las fuentes transitorias naturales (microsismos, terremotos, fuentes inducidas por actividades de exploración minera, geotérmica, etc.) a escalas local, regional, y global, ha resultado una tarea de constante interés.

El trabajo de [Claerbout \(1968\)](#) sentó las bases fundamentales sobre las que se ha desarrollado la teoría de la IS. Este método pasivo (IS mediante autocorrelaciones, de aquí en más, ISmA) establece que la autocorrelación de la respuesta a la transmisión de una onda plana en un medio de capas horizontales y

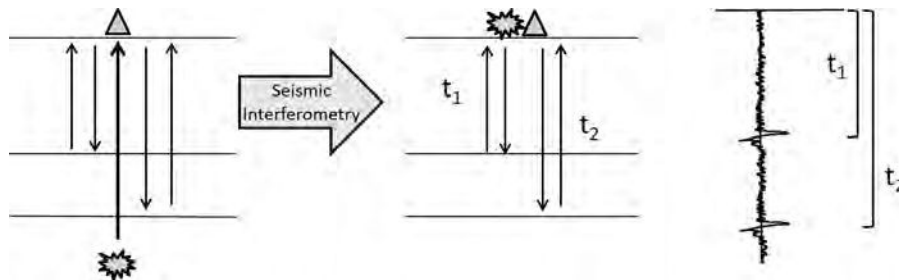


Figura V.3: Efecto de la aplicación de interferometría sísmica mediante autocorrelaciones a eventos de incidencia normal originados en un medio idealizado de capas horizontales. t_j identifica el doble del tiempo de propagación entre del reflector j y la estación en superficie. El proceso de autocorrelación permite obtener un registro constituido por reflexiones de la energía liberada por una fuente virtual ubicada en el punto geográfico de la estación de registro.

paralelas, registrada en la superficie, permite obtener la respuesta a la reflexión de una fuente (virtual) ubicada en el mismo punto de la estación de registro. Más tarde, este principio ha sido demostrado para un espacio arbitrario heterogéneo en 3D (Wapenaar, 2003).

La ISmA es una herramienta robusta, de manera tal que ha sido aplicada con diferentes tipos de datos, en diferentes áreas y a distintas escalas; por ejemplo, esta técnica ha sido aplicada a fases globales y telesísmicas (aquellas que se propagan por el núcleo y el manto, respectivamente, antes de arribar a la estación) para obtener imágenes del subsuelo cortical a escala regional (Ruigrok and Wapenaar, 2012; Nishitsuji et al., 2016), a ondas P de microsismos para caracterizar el subsuelo volcánico somero (Kim et al., 2017), y a registros de ruido sísmico ambiental (Draganov et al., 2007b; Gorbatov et al., 2013; Boullenger et al., 2014; Oren and Nowack, 2017).

De la adaptación de la Ecuación V.3 (teorema general de reciprocidad por correlación para fuentes transitorias en el dominio de las frecuencias) para la utilización de autocorrelación en el dominio temporal, obtenemos la ecuación:

$$\sum_{fuentes} \{ [T(\mathbf{x}_A, -t) * s_i(-t) * T(\mathbf{x}_A, t) * s_i(t)] \otimes [s(-t) * s(t)]_i \} \approx -R(\mathbf{x}_A, -t) + \delta(t) - R(\mathbf{x}_A, t) \quad . \quad (V.5)$$

La Ecuación V.5 establece que la respuesta a la reflexión $R(\mathbf{x}_A, t)$ puede ser obtenida en la estación A ubicada (en \mathbf{x}_A) en la superficie mediante la autocorrelación de un campo de ondas transmitido $T(\mathbf{x}_A, t)$ incidiendo en la superficie. El operador $*$ identifica convolución, \otimes indica deconvolución, y δ es la función delta de Dirac. El factor $[s(-t) * s(t)]_i$ permite deconvolucionar la FTF asociada a cada fuente s_i .

Una fuente en la subsuperficie libera energía que se propaga hacia la superficie, en la cual se refleja para dirigirse nuevamente hacia el subsuelo. Los sismogramas, entonces, se componen del arribo de ondas directas seguidas del arribo de energía que ha sufrido múltiples reflexiones en las discontinuidades y heterogeneidades del subsuelo, o bien en la misma superficie, antes de arribar nuevamente a la estación. La ISmA permite separar estos arribos mediante la eliminación de aquellos rasgos de las trazas sísmicas asociados a tiempos anteriores (ej., información contenida en las ondas directas) y la atenuación de gran parte del ruido incoherente, proporcionando información sobre ciertos reflectores subsuperficiales.

La precisa y completa recuperación de la $R(\mathbf{x}_A, t)$, mediante la aplicación de la Ecuación V.5, requiere una iluminación de la estación en el completo espectro de direcciones (de la condición de equipartición de la energía). Esta condición resulta un obstáculo para las aplicaciones de IS basadas en la utilización de sismos, ya que la distribución de fuentes normalmente es irregular, impedimento que es sorteado mediante la selección de eventos ubicados a una distancia suficientemente pequeña de la estación de registro. De esta manera, la $R(\mathbf{x}_A, t)$ recuperada corresponde a la respuesta reflectiva de la energía propagada perpendicularmente a la superficie.

La Figura V.3 esquematiza el efecto de la aplicación de ISmA en el caso idealizado de un medio 2D, estratificado por capas horizontales, y ante la presencia de un sismo ubicado exactamente por debajo de la estación, suministrando un frente de onda plano. La aplicación de ISmA a registros de un evento (arribo directo y sus reverberaciones) permite obtener la respuesta a la reflexión, a partir de la cual es posible describir la ubicación de los reflectores del medio por debajo de la estación.

En zonas altamente heterogéneas (por ejemplo, las zonas volcánicas activas objeto de estudio de esta tesis), la complejidad del medio por el cual se propaga la señal sísmica proporciona cierto grado de flexibilidad a la aplicación de ISmA. La presencia de fuentes exactamente por debajo de las estaciones no resulta una condición necesaria para la adecuada descripción del subsuelo (Fan and Snieder, 2009).

La robustez y adaptación de ISmA a distintos tipos de registros son propiedades que han motivado su aplicación a datos sísmicos registrados en el área del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Argentina-Chile (ver Capítulo VI).

V.4 Campos difusos y Ruido sísmico ambiental

El ruido sísmico ambiental se define por la superposición de campos de onda originados por una multiplicidad de fuentes, constituyendo un campo de ondas resultante caracterizado por la ausencia de eventos sísmicos mayores (Yang and Ritzwoller, 2008); sin embargo, su definición comúnmente depende del dato disponible, del objeto del estudio, y de la metodología implementada (Wielandt and Bormann, 2012). El ruido sísmico ambiental comprende un gran volumen de información y a tiempo continuo, por lo que ha sido integrado rápidamente dentro de las herramientas del monitoreo (Curtis et al., 2006).

La teoría de IS aplicada a fuentes de ruido sugiere únicamente el requerimiento de estaciones de registro instaladas en el área de interés para, a través de un procesamiento adecuado, obtener información del medio por el cual se ha propagado un campo de ondas difuso. La definición de un campo difuso involucra (Hodgson, 1996):

- un campo de ruido; por ende las fases de los arribos son aleatorias;
- el arribo de la energía desde todas las direcciones, con igual intensidad; es decir, el campo de ondas es azimutalmente isotrópico;
- la misma amplitud del campo de ondas para cualquier punto del dominio espacial; así, el campo de ondas es espacialmente homogéneo a escala local.

Experimentalmente, la condición de difusividad es lograda cuando el camino recorrido \gg camino libre medio de transporte (condición de equipartición; Fan and Snieder (2009)). Ello se satisface particularmente en dos situaciones: el registro de ondas coda de eventos sísmicos de magnitud considerable (Campillo and Paul, 2003), o bien, en el caso de perturbaciones de energía relativamente menor en un medio de baja disipación anelástica (Hennino et al., 2001). En el caso de fuentes de ruido, la suposición de un campo de ondas difuso ha conducido a una paradoja: si bien en la práctica su utilidad es incuestionable (Lobkis and Weaver, 2003; Wapenaar, 2004; Roux et al., 2005; Sánchez-Sesma and Campillo, 2006; Snieder, 2007), la presencia de campos difusos resulta realmente improbable (Mulargia, 2012) producto de la distribución heterogénea de las fuentes de ruido. Ello se soluciona comprobando que una caracterización eficaz del subsuelo es aún posible en presencia de un amplio espectro de campos de ondas, con condiciones más flexibles que la difusividad del campo (Mulargia and Castellaro, 2008).

Una adecuada distribución azimutal de las fuentes de ruido es esencial para la correcta estimación de las propiedades del medio (Harmon et al., 2010). La construcción de las funciones de Green precisas requiere de una densidad suficiente de fuentes, distribuidas adecuadamente, con magnitudes y frecuencias apropiadas para las heterogeneidades del medio; caso contrario, distorsiones en las funciones de Green son esperables. Estos desvíos respecto de la auténtica respuesta impulsiva entre dos receptores podrían provocar grandes alteraciones en los resultados de IS mediante correlaciones. Las funciones de Green son construidas mediante la interferencia constructiva de aquella energía proveniente de las áreas de fase de estacionaria, así como de la interferencia destructiva de la energía proveniente de las áreas exteriores a las mismas (Snieder, 2004). La carencia (o excedencia) relativa de fuentes en estas áreas conduce a la presencia de las imperfecciones observadas en las funciones de Green reconstruidas, desde diferencias en las amplitudes para tiempos positivos (parte causal, correspondiente a la energía desde un primer receptor hacia el segundo) y negativos (parte acausal, dada por la propagación de la energía entre las ubicaciones del segundo receptor y el primero), errores en los tiempos de arribo de las ondas (por ejemplo, arribos con velocidades de propagación aparentemente mayores a las auténticas), hasta la imposibilidad de una reconstrucción clara de la función de Green. Finalmente, la densidad de fuentes necesaria para una estimación de funciones de Green precisas dependerá de la posición y de la extensión de la región heterogénea en relación a las fuentes de ruido (Fan and Snieder, 2009).

La utilización de registros de ruido sísmico ambiental propone una serie de beneficios (entre ellos, una distribución de fuentes en áreas extensas y asociadas a diferentes mecanismos, excitación continua del medio de propagación y en rangos de frecuencias variables) que ha conducido a su empleo masivo por parte de la comunidad científica. A través de la correlación cruzada de los registros de ruido sísmico ambiental, originado en el subsuelo y registrado en superficie, es posible construir la función de Green del medio entre cada par de receptores, siempre y cuando la distribución y densidad de las fuentes de ruido sea la adecuada. A partir de ello, la inversión tomográfica para determinar la velocidad del subsuelo (en la corteza, manto, o núcleo terrestre) es una de las aplicaciones más utilizadas, siendo empleada por investigadores del amplio espectro de la sismología (a escalas global, regional, y local) (Ritzwoller and Levshin, 1998; Yang and Ritzwoller, 2008; Picozzi et al., 2009; Nishida et al., 2009; Lin et al., 2013; Behm et al., 2016). Si bien la teoría de la IS explica que es posible obtener la función de

Green completa (ondas superficiales y de cuerpo) (Wapenaar, 2004), en la práctica, generalmente solo se construye el modo fundamental de la función de Green de ondas superficiales (Love o Rayleigh), debido a la comúnmente preferencial distribución de las fuentes de ruido a profundidades someras (Shapiro and Campillo, 2004; Halliday and Curtis, 2008; Lin et al., 2008). Luego, la IS permite realizar imágenes tomográficas con ondas superficiales a diversas escalas y profundidades (Shapiro et al., 2005; Gerstoft et al., 2006).

V.5 Monitoreo

La definición de monitoreo volcánico comprende la descripción de uno o varios sistemas magmáticos de forma continua en el tiempo (para periodos previos, durante, y posterior a las erupciones), a partir de la información adquirida desde diversas disciplinas, con el objeto de establecer un modelo de comportamiento y prever escenarios futuros, información esencial para la adecuada toma de decisiones por los organismos encargados de la gestión del riesgo (Tilling, 2008). Sin embargo, esta tarea ha demostrado ser de las más dificultosas, ya sea por la elevada complejidad de los sistemas estudiados, o bien, a raíz de las limitaciones tecnológicas (instrumentales, adquisitivas, etc.) o científicas (metodologías desarrolladas, recurso humano disponible, etc.).

Históricamente, el monitoreo sísmico de sistemas volcánicos ha sido desarrollado a partir de la aplicación de las técnicas adquiridas desde el campo de la sismología global y regional, en base a la detección de los distintos tipos de señales propagadas en las cercanías a los edificios volcánicos y a la localización de sus fuentes sísmicas (Sparks, 2003). El estado de actividad de un sistema magmático era únicamente caracterizado en virtud de la cantidad, distribución, y profundidad de los eventos sísmicos registrados por las estaciones de monitoreo instaladas en el área. Esta actividad como única fuente de información sísmica establecía una insuficiencia notable para la explicación de sistemas tan complejos. La asociación de cada tipo de señal sísmica con algún modelo de fuente, posibilita la construcción de modelos de comportamiento (McNutt, 2005). No obstante, no sólo la clasificación de señales es un proceso complejo, muchas veces dependiente de la experiencia del observador, sino que su adjudicación a un proceso físico del interior terrestre, carece de unicidad (Jousset et al., 2003; Chouet, 2003). Esta problemática, acompañada de inversiones en equipamiento sismológico y la instalación de redes locales de registro, ha conducido al desarrollo de metodologías paralelas de monitoreo, que contribuyan a la adecuada y más completa caracterización de los sistemas analizados. Una de estas metodologías es el análisis de los cambios de velocidad de ondas sísmicas en el subsuelo de interés (Poupinet et al., 1984). En los comienzos, el análisis fue realizado para un grupo particular de sismos, por un lado, aquellos localizados en la misma zona sismogénica y de mismo mecanismo focal, es decir, *doublets*; y por otro lado, los originados por fuentes controladas (Roberts et al., 1992; Snieder et al., 2002; Nishimura et al., 2005). Sin embargo, la escasa disponibilidad temporal y espacial de esta clase de sismos implica una dificultad difícil de sortear. En la actualidad, el desarrollo de sistemas automáticos de reconocimiento de señales y de metodologías de adquisición continua de información con la mayor resolución posible, está en auge (Brenguier et al., 2016).

La utilización de la IS para el tratamiento de los registros de ruido sísmico ambiental ha revolucionado las actividades de monitoreo sísmico aplicadas hasta el momento. La adquisición de información del subsuelo mediante estas metodologías supone tres grandes ventajas, ellas son, la independencia de la descripción de los parámetros de las fuentes (ubicación, mecanismo focal, hora origen, tiempos de propagación), la disponibilidad de datos de manera continua en el tiempo, y la utilización de un campo de ondas no invasivo o destructivo. Estas ventajas han motivado un desarrollo sustancial en la descripción de los sistemas volcánicos, contribuyendo al mejor análisis del estado de un sistema magmático en tiempo (cuasi) real.

La respuesta impulsiva, que de la aplicación de IS resulta, puede ser empleada para mejorar las alertas tempranas en volcanes con actividad (Brenguier et al., 2016). Mediante la IS, es posible incrementar la resolución temporal y la estimación de las localizaciones de las fuentes de los eventos sísmicos, así

como los cambios del subsuelo (Grechka and Zhao, 2012; Obermann et al., 2013), suministrando un entendimiento más completo de la dinámica de los procesos volcánicos.

Las ondas coda de los eventos sísmicos y el ruido sísmico ambiental son muy buenas aproximaciones de campos difusos, es por ello que han sido utilizadas por la IS para la caracterización del medio. La energía redistribuida producto de su interacción con las heterogeneidades del subsuelo (dando lugar al proceso de scattering) contiene información de las estructuras, las condiciones físicas, e incluso de los cambios ocurridos en el medio, los cuales pueden ser descifrados mediante la aplicación de IS. La correlación cruzada de los registros de un campo difuso en dos estaciones permite reconstruir las ondas directas y ondas coda (energía dispersada en las heterogeneidades del medio subsuperficial) de las funciones de Green entre ellas (Shapiro and Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005), las cuales son comúnmente utilizadas para el monitoreo de las variaciones de velocidad del medio, o bien, para establecer un análisis del estado general del sistema en estudio (ej., Brenguier et al. (2008); Hadziioannou et al. (2011); Obermann et al. (2013)). Las variaciones de velocidad sísmica observadas son causadas por cambios en las propiedades del medio de propagación, como las originadas, por ejemplo, por los cambios de presión en el subsuelo por ascenso de magma previo a un episodio eruptivo, por la ocurrencia de sismos, o desplazamiento de masas. Su conocimiento permite, entonces, un mejor entendimiento de los procesos ocurridos en el sistema volcánico.

A la fecha, la aplicación de IS a registros de pares de estaciones ha sido la metodología mayormente utilizada para la estimación de los cambios ocurridos en el subsuelo de interés (Brenguier et al., 2016). Sin embargo, esta metodología de pares de estaciones impone ciertas restricciones sobre el tratamiento de la información sísmica registrada, limitando las posibles interpretaciones. Una de estas restricciones es la imposición de una cota inferior para las frecuencias utilizables, de acuerdo a la distancia entre las estaciones y las velocidades promedio del subsuelo. Asimismo, no es una cuestión menor que, en muchos casos por causas presupuestarias, las redes de monitoreo instaladas en zonas volcánicas posean una muy limitada cantidad de estaciones (muchas veces, solo una). Esto ha motivado el desarrollo de metodologías que se vean perjudicadas en menor medida por las restricciones impuestas por las condiciones instrumentales y subsuperficiales. Una de estas metodologías es la IS basada en correlaciones de componentes de una misma estación (Hobiger et al., 2014; De Plaen et al., 2016). Si bien esta metodología de IS aplicada por estación resulta menos conveniente a aquella aplicada para pares de estaciones en la descripción de las zonas intermedias entre estaciones alejadas (una característica que dependerá del rango de frecuencias utilizado), la misma presenta una serie de beneficios: por un lado, una única estación es suficiente para la descripción de los cambios subsuperficiales de velocidad de onda sísmica sucedidos en el tiempo; segundo, las frecuencias utilizadas no se ven limitadas por la distancia entre estaciones, permitiendo la utilización de las frecuencias más bajas contenidas en el dato, y por tal, un análisis a mayores profundidades; tercero, se ha observado una mayor coherencia para las frecuencias más altas (Hobiger et al., 2014), posibilitando una mayor resolución de los resultados, en particular para las capas más superficiales; cuarto, esta metodología resultaría menos sensible a las variaciones espaciales y temporales del campo de ondas de ruido en zonas de suficiente heterogeneidad (Daskalakis et al., 2016), lo que conduce a una mejor estimación de las variaciones del subsuelo inmediato a la estación de registro.

El estudio de los cambios acontecidos en el subsuelo de interés en el tiempo mediante sísmica pasiva requiere de la presencia de una distribución uniforme en el tiempo y espacio de las fuentes de energía sísmica para la adecuada estimación de los cambios de velocidad del medio. Es destacable, entonces, la emancipación de la construcción de las funciones de Green para el cumplimiento de tal objetivo (Hadziioannou et al., 2009). Asimismo, si bien la perfecta continuidad de las fuentes sismogénicas en el tiempo es irrealizable, una estimación confiable de los cambios de velocidad es posible solo con la continuidad del 50% de las mismas fuentes ($\sim 20\%$ de error relativo) (Hadziioannou et al., 2009).

Dada una adecuada distribución de fuentes de ruido, la correlación de los registros de las componentes de una misma estación posibilita la estimación de los cambios mecánicos y estructurales sucedidos en áreas de ocurrencia de sismos de variada magnitud (Hobiger et al., 2014; Nakahara, 2014; D'hour et al., 2016), así como en áreas volcánicas (De Plaen et al., 2016). En su comparación con los resultados suministrados por la metodología basada en la correlación de una misma componente de dos sensores distintos, la correlación de componentes de una misma estación ha demostrado el potencial incremento de la precisión de las estimaciones de los cambios del subsuelo para las frecuencias más altas contenidas en el dato (> 0.5 Hz) (Hobiger et al., 2014).

En base a los fundamentos teóricos desarrollados en este capítulo, la presente tesis muestra los resultados

del monitoreo mediante IS de los cambios mecánicos ocurridos en el subsuelo del Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha durante el periodo 2011-2016 (ver Capítulo [VIII](#)).

Capítulo VI

Caracterización Sísmica del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa

VI.1 IS mediante autocorrelaciones de eventos de fractura

VI.1.1 Metodología

Interferometría sísmica mediante autocorrelaciones (ISmA)

La ISmA (ver Capítulo V) es una herramienta capaz de proveer información sobre la reflectividad de onda P de la subsuperficie debajo de las estaciones de registro. La Ecuación V.5 representa el teorema general de reciprocidad por correlación para fuentes transitorias en el caso de utilizar el operador autocorrelación en el dominio temporal. La misma describe una forma de obtener la respuesta reflectiva $R(\mathbf{x}_A, t)$ a partir de un campo de ondas transmitido $T(\mathbf{x}_A, t)$ y registrado en una estación ubicada en la superficie (\mathbf{x}_A). En la práctica, será necesario deconvolucionar el factor $[s(-t) * s(t)]_i$ con el objeto de suprimir los efectos de la Función Temporal de la Fuente (FTF) debido a cada fuente s_i . El conocimiento de $R(\mathbf{x}_A, t)$ permite estimar la ubicación de las estructuras del subsuelo, una variable fundamental para la descripción de los procesos ocurridos en un sistema volcánico.

Las aplicaciones descriptas en este capítulo son realizadas en base a los registros sísmicos adquiridos simultáneamente por dos redes de estaciones desplegadas en Argentina y Chile, ambas activas durante el año 2012 (ver Tabla IV.3). Ubicada sobre territorio argentino, la red PV consta de seis estaciones corto período (2 Hz), todas ellas desplegadas sobre el flanco oriental del CVPP. Por otro lado, la red OVDAS está constituida por tres estaciones banda ancha localizadas sobre el sector chileno del complejo (ver distribución en Figura VI.2).

Durante el desarrollo de esta tesis, se ha aplicado ISmA a bases de datos de eventos sísmicos con un amplio rango de distancias epicentrales. Estas aplicaciones permiten analizar las estructuras ubicadas en el subsuelo a distintas profundidades. Por un lado, la utilización de eventos locales, aquellos localizados en las cercanías a las estaciones de registro, conduce a la descripción de las principales estructuras hasta los 4 km de profundidad. Asimismo, el empleo de sismos ocurridos a distancias mayores (aquí, distancias epicentrales menores a 120°) permite la interpretación de estructuras más profundas (entre 5 y 400 km). Estas aplicaciones proveen valiosa información para el conocimiento del subsuelo volcánico profundo y somero, permitiendo estimar las probables zonas de emplazamiento de magma, mejorando estimaciones previas de la profundidad de diversos rasgos estructurales (como la discontinuidad de Mohorovicic, el techo y la base del bloque subductante a estas latitudes, o bien, superficialmente, la ubicación de los estratos), reforzando las interpretaciones realizadas por trabajos previos, en particular aquel de Nishitsuji et al. (2016), quienes aplicaron ISmA a fases globales, es decir, sismos con distancias epicentrales mayores a 120° ; y demostrando una vez más la robustez de la metodología para brindar información precisa del subsuelo.

A raíz del obstáculo impuesto por la limitada distribución de fuentes sísmicas en el subsuelo, la adecuada aplicación de la Ecuación V.5 motiva la selección de sismos que proporcionen una incidencia vertical (o sub-vertical) de la energía de onda P liberada. De esta manera, el registro de componente vertical representa una buena estimación de la respuesta a la transmisión vertical de la onda P ($T(\mathbf{x}_A, t)$),

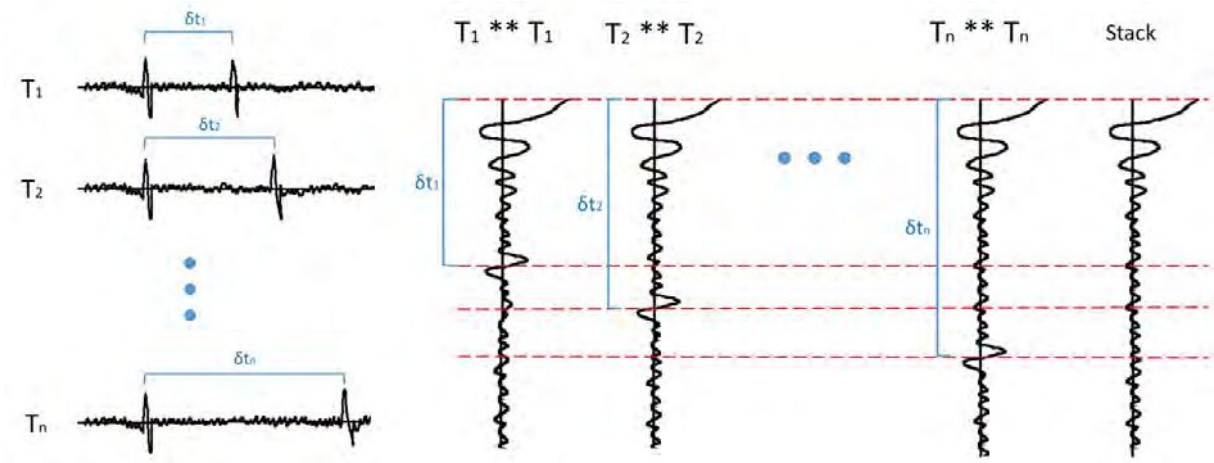


Figura VI.1: Esquema que ilustra la manera en la que arribos no físicos originados por correlación de distintos arribos de onda P contenidos en las ventanas de cálculo (de eventos con distintas distancias epicentrales y profundidad) son atenuados por acción del apilamiento, un proceso que sugiere solo una intensificación de los rasgos dispuestos en fase. Sin pérdida de generalidad, el esquema solo considera dos fases de onda P arribando a la estación dentro de las ventanas seleccionadas. T_i representa una ventana de cálculo con una diferencia temporal δt_i entre dos arribos de onda P. El operador ** representa correlación. Las líneas punteadas color rojo señalan un mismo instante de tiempo.

siendo, consecuentemente, la respuesta reflectiva recuperada aquella definida por la energía propagada verticalmente (de aquí en adelante, referida como $R_v(\mathbf{x}_A, t)$). Una de las tareas del pre-procesamiento es, entonces, ejecutar las acciones necesarias para la selección de estos eventos.

En el caso de la utilización de registros sísmicos que no presentaran una discriminación de la energía correspondiente a las ondas P y las ondas S, el empleo de las relaciones aproximadas de la teoría de interferometría sísmica (ver Capítulo V) conduciría a la presencia de arribos aparentemente reales (en la literatura científica, arribos no físicos o *artifacts*, es decir, rasgos originados durante la instancia de procesamiento de la información) en los resultados sísmicos (Wapenaar and Fokkema, 2006; Draganov et al., 2007a). De esta manera, la eliminación de estos términos cruzados es un paso esencial en el adecuado tratamiento del dato. El objetivo es extraer la información debida a las reflexiones de onda P, de modo que el problema de los términos cruzados en las correlaciones es resuelto a través de la selección de ventanas temporales que comiencen antes del arribo de onda P y finalicen inmediatamente antes del arribo de onda S.

Con el objeto de recuperar la respuesta a la reflexión $R_v(\mathbf{x}_A, t)$, la teoría de la ISmA sugiere la aplicación del operador autocorrelación a ventanas temporales de eventos seleccionados. Esta selección permite que las funciones de autocorrelación obtenidas estén constituidas fundamentalmente por el efecto de las FTFs y la respuesta reflectiva $R_v(\mathbf{x}_A, t)$ del medio. Es importante aclarar que la autocorrelación de las ventanas de cálculo extraídas podría presentar amplitudes no despreciables para tiempos iguales a las diferencias temporales entre los arribos de las distintas fases de onda P. A priori, ello podría conducir a errores en la interpretación de los resultados finales. Sin embargo, estas diferencias temporales son función de la distancia epicentral y la profundidad (parámetro significativo a distancias epicentrales menores). Los sismos utilizados en las aplicaciones de ISmA realizadas presentan un amplio rango de distancias epicentrales, ubicando estos rasgos no deseados a diferentes tiempos en las autocorrelaciones, ocasionando, consecuentemente, la atenuación de los mismos durante el proceso final de apilamiento (ver esquema de la Figura VI.1).

VI.1.2 Aplicación a sismos locales

La base de datos utilizada por la presente aplicación está compuesta por el registro de los sismos de fractura ocurridos en el año 2012 y ubicados en la zona cercana a cada una de las estaciones de registro de la red PV y OVDAS. Dependiendo de sus magnitudes y ubicación, estos eventos han sido catalogados y localizados en los trabajos de Olivera Craig et al. y Casas et al. (2014), así como en los Reportes de Actividad Volcánica del OVDAS-SERNAGEOMIN.

Las zonas de convergencia tectónica de tipo subducción presentan una variada gama de parámetros sísmicos (cantidad de eventos, sus magnitudes, distribución de fuentes en espacio y tiempo, propiedades de las fuentes, inclusive de fuentes originadas por la actividad volcánica, entre otros) con un amplio rango de magnitudes. Esta peculiaridad representa la principal ventaja de la aplicación de ISmA a sismos locales, ya que un número suficiente de eventos sísmicos podrían ser seleccionados para el procesamiento, contribuyendo al incremento de la relación señal-ruido del resultado final.

Pre-procesamiento

A partir de la aspiración de recuperar la respuesta reflectiva $R_v(\mathbf{x}_A, t)$, y contando con la ubicación de los eventos sísmicos en la base de datos, se realiza un análisis individual por estación con el objeto de seleccionar los sismos que presentan energía de onda P con incidencia (sub) vertical a la misma, sin discriminar según los mecanismos de sus génesis (actividad volcánica o tectónica).

En el caso idealizado de un medio subsuperficial compuesto por capas homogéneas y horizontales, las fuentes de los eventos sísmicos con frente de onda plano deben ubicarse exactamente por debajo de la estación para que la técnica permita obtener estimaciones precisas del tiempo de propagación entre un reflector y la estación en la superficie (ver Figura V.3).

La estricta condición en la ubicación de las fuentes para el caso homogéneo, se flexibiliza al considerar situaciones realistas, aquellas en las que el subsuelo es heterogéneo y los frentes de onda de propagación de la energía distan de ser planos. En estos casos, la ubicación de la fuente resulta un parámetro de menor trascendencia para la adecuada aplicación de la presente metodología (Fan and Snieder, 2009). En muchas áreas volcánicas, como por ejemplo el CVPP, la heterogeneidad del medio por el cual se propaga la energía resultaría suficientemente alta como para que la selección de eventos sísmicos originados en las proximidades a las estaciones sea una condición apropiada para la aplicación de ISmA. Incluso así, contar con localizaciones precisas es fundamental para la adecuada selección de los eventos a ser procesados.

A partir de los registros de las redes PV y OVDAS, Olivera Craig et al. (Olivera Craig et al.) localizaron eventos sísmicos ocurridos durante el año 2012 en el área del CVPP, demostrando una distribución espacial de las fuentes en tres grandes grupos, diferenciados de acuerdo a su disposición latitudinal. Los eventos que conforman los dos grupos más septentrionales se encuentran localizados en las proximidades a las estaciones de la red OVDAS, siendo utilizables para la aplicación de ISmA. Por otro lado, muchos de los eventos originados en cercanías a la red PV no desarrollaron energía suficiente como para ser registrados también por las estaciones de la red OVDAS, sin embargo, pudieron ser detectados y localizados por la misma red PV (Casas et al., 2014). Mientras mayor sea el acercamiento de la fuente a la red de estaciones, menor será la incertidumbre de su localización (Husen and Hardebeck, 2010). Es posible, entonces, aseverar una incertidumbre relativamente baja para las ubicaciones de las fuentes utilizadas.

De aquellos eventos originados en las cercanías a las estaciones, una selección rigurosa se realiza en base a la estimación del ángulo de incidencia de la energía de onda P para cada uno de los eventos en cada una de las estaciones, considerando un medio efectivo de velocidad homogénea (aquel en el que los tiempos de propagación son análogos a los registrados en el medio real heterogéneo). En base a los valores de incertidumbre en los resultados de la localización (errores máximos horizontal y vertical de 4.02 y 3.35 km, respectivamente) y a los valores de profundidad de las fuentes, solo eventos con ángulos de incidencia menores a 20° fueron admitidos para la aplicación de ISmA. A raíz del grado de heterogeneidad del subsuelo, estimamos que este límite angular es suficiente para la elección de los eventos con incidencia sub-vertical. La Figura VI.2 muestra la distribución de los eventos admitidos, tanto aquellos localizados en cercanías a la red OVDAS (rombos en azul oscuro) como aquellos localizados cerca de la red PV (círculos celestes).

Procesamiento

A partir de los registros de componente vertical de los eventos seleccionados, se obtienen las respuestas reflectivas $R_v(\mathbf{x}_A, t)$ para cada una de las estaciones. Este procedimiento requiere la deconvolución de la respuesta instrumental, la aplicación de un filtro pasa-banda en frecuencias (en base a un análisis previo de las características en tiempo y frecuencia para cada estación), la extracción de las ventanas temporales a ser procesadas, normalización de las trazas de acuerdo a la energía de los eventos registrados, aplicación

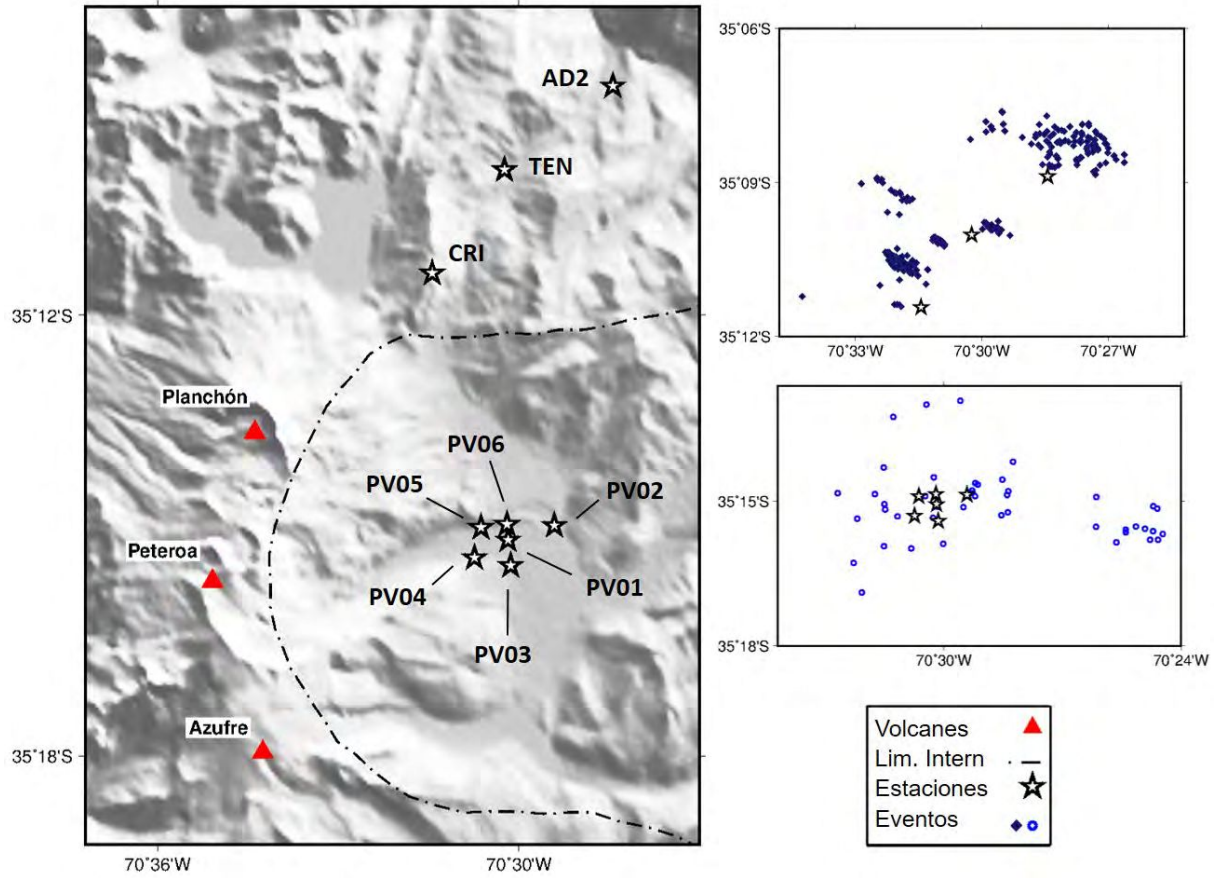


Figura VI.2: A la izquierda, ubicación del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y distribución de las estaciones sísmicas activas durante el año 2012. A la derecha, la distribución de eventos seleccionados localizados cerca de la red OVDAS (rombos azules oscuros), y los eventos seleccionados localizados cerca de la red PV (círculos celestes).

de autocorrelación, estimación y deconvolución de las FTFs, y apilamiento de las trazas resultado.

Mediante la comparación de las amplitudes espectrales de la señal y el ruido de fondo, se selecciona el rango de frecuencias utilizable para cada una de las estaciones. Primero, se identifican los intervalos de tiempo característicos para el ruido de fondo y la señal, para cada uno de los eventos seleccionados. La ventana temporal del ruido de fondo es definida por los 10 s previos al arribo de onda P; y la ventana temporal de señal + ruido de fondo, por los tiempos entre el arribo de onda P y el arribo de onda S. Dado que las amplitudes espectrales del ruido (señal) son similares entre los eventos registrados por una misma estación, el promedio de dichas amplitudes es un buen representante de la totalidad de los eventos (ver Figura VI.3b para el caso de la estación PV06). Es posible entonces, la delimitación de las frecuencias para las cuales la contribución de la señal es notablemente mayor que la del ruido de fondo en cada estación. La Tabla VI.1 muestra el rango de frecuencias utilizado para cada una de las estaciones.

Eliminando los tiempos correspondientes al arribo de la primera fase de onda S y posteriores, es posible la construcción de las ventanas de cálculo, aquellas caracterizadas por contener energía de onda P. A modo de ejemplo, la Figura VI.3a muestra las ventanas temporales de los eventos seleccionados para el procesamiento de la estación PV06. Se observa allí, para cada evento seleccionado, la energía previa al arribo de onda P (0.5 s de pre-evento), el arribo de la onda directa (a los 0.5 s), y la coda de P (hasta el arribo de onda S).

La Ecuación V.5 supone una equitativa contribución de cada uno de los eventos. Por ello, será necesario normalizar de acuerdo al flujo vertical de energía, caso contrario, la información de los eventos de menor energía será despreciada respecto de los de mayor magnitud.

Una primera aproximación de la respuesta a la reflexión de fase cero es estimada a partir de la autocorrelación de los registros de los eventos seleccionados, y la deconvolución de un factor particular, la autocorrelación de las FTFs. Esta función a deconvolucionar es estimada por el lóbulo principal, y

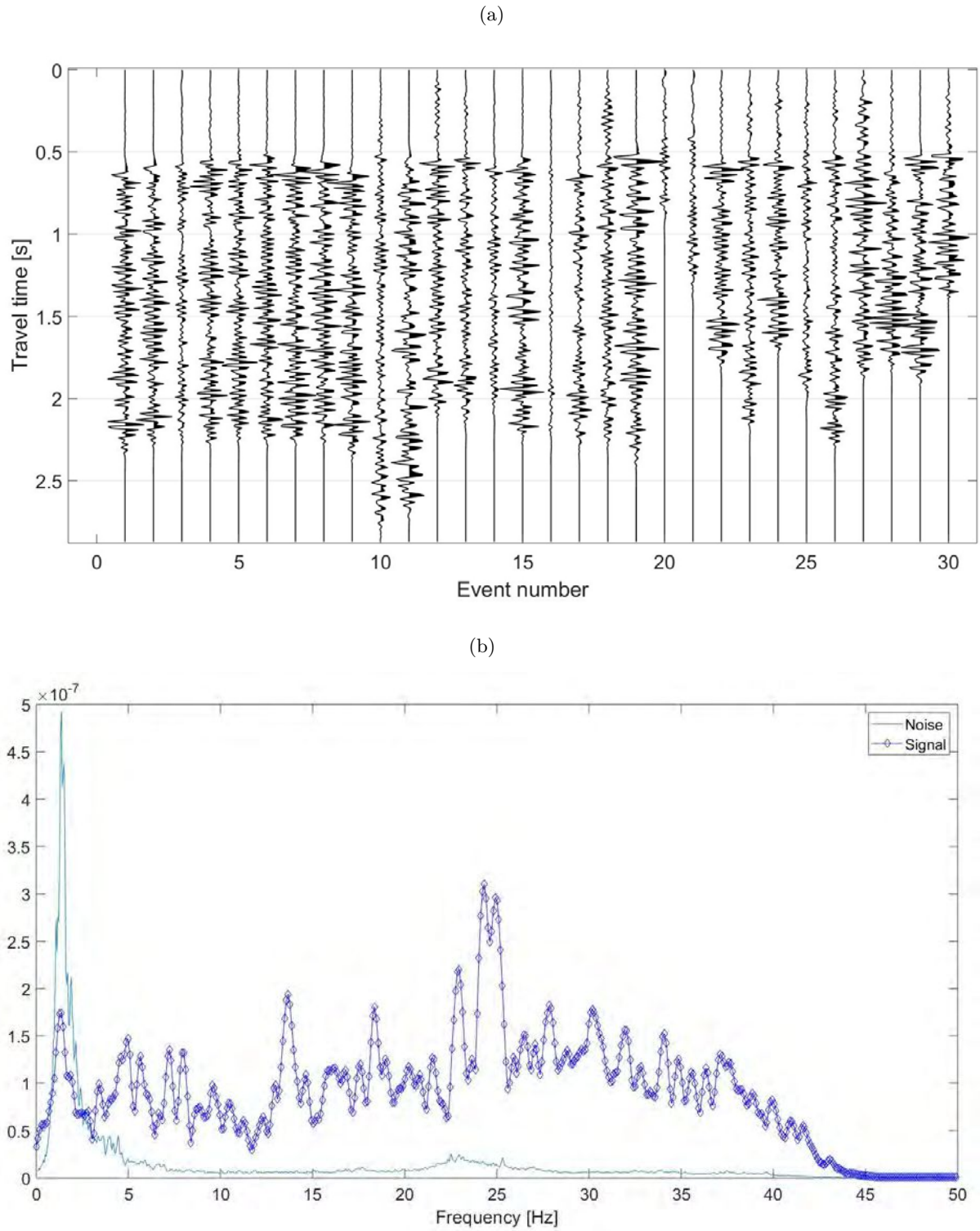


Figura VI.3: (a) Energía de ondas coda de P en las componentes verticales de los eventos seleccionados para la estación PV06. (b) Promedio de amplitudes espectrales del ruido de base y de la señal + ruido de base de las trazas en (a).

Tabla VI.1: Rango de frecuencias utilizado para cada una de las estaciones.

| Estación | Rango de Frecuencias [Hz] |
|----------|---------------------------|
| AD2 | [2 , 40] |
| TEN | [3 , 25] |
| CRI | [3 , 30] |
| PV01 | [5 , 25] |
| PV02 | [3 , 40] |
| PV03 | [3 , 40] |
| PV04 | [5 , 40] |
| PV05 | [7 , 40] |
| PV06 | [5 , 40] |

aquellos lóbulos laterales con amplitudes monótonamente decrecientes (ver Figura VI.4).

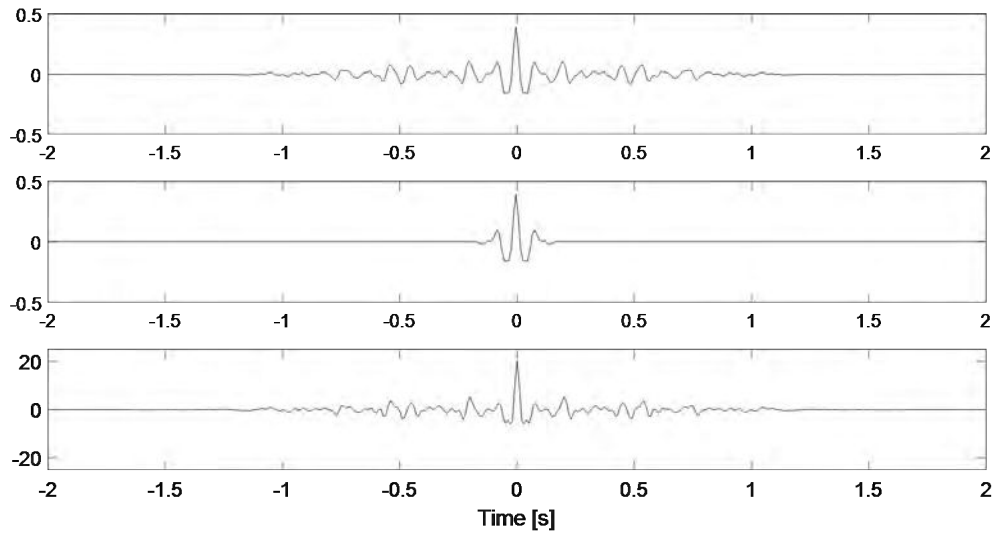


Figura VI.4: Estimación y deconvolución de la autocorrelación de la función temporal de la fuente (en texto, FTF) para uno de los eventos seleccionados, registrados por la estación PV02. De arriba a abajo: traza de autocorrelación, estimación de la autocorrelación de la FTF, y traza deconvolucionada.

La región de fase estacionaria (zona de Fresnel) comprende (en esta aplicación) una fracción de los rasgos del subsuelo con contraste de impedancia, aquella ubicada debajo de cada estación. Esta zona se caracteriza por presentar un arribo de energía sísmica con diferencias temporales pequeñas a nulas entre las trazas procesadas de cada evento seleccionado (Snieder, 2004). Mediante el apilamiento de las trazas procesadas (último paso propuesto por la Ecuación V.5) es posible la intensificación de los arribos debidos a las estructuras del subsuelo debajo de cada estación; ello sucede a raíz de la interferencia constructiva de la energía proveniente de la zona de fase estacionaria y la interferencia destructiva de la energía que procede desde fuera de ella (Schuster and Snieder, 2009). A priori, los rasgos del subsuelo con evidente contraste de impedancia en la zona volcánica de trabajo podrían deberse a discontinuidades entre zonas (o capas) con distintas litologías, a variaciones de las condiciones físicas de su interior, o bien, a la delimitación de zonas saturadas por fluidos (agua o magma).

Resultados e Interpretación

La aplicación de ISmA permite estimar las respuestas sísmicas que serían obtenidas por una fuente de emisión de energía en la dirección vertical y localizada en el mismo punto del receptor, para cada una de las estaciones de la red PV y la red OVDAS. Estas trazas posibilitan la identificación de potenciales discontinuidades del subsuelo debajo de cada una de ellas. Con el objeto de realizar interpretaciones con la menor incertidumbre posible, únicamente arribos con amplitudes sobresalientes (en su entorno temporal local) son seleccionados como potenciales discontinuidades del subsuelo. La Figura VI.5 muestra los candidatos a discontinuidades del subsuelo para las estaciones CRI, de la red OVDAS

(Figura VI.5a), y PV01, de la red PV (Figura VI.5b).

En este trabajo, la identificación de las potenciales discontinuidades del subsuelo comprende la utilización de una serie de ventanas de extensión distinta (0.5 a 1 s), las que son corridas a lo largo del registro (paso, 0.1 s con 50% de solapamiento), posiciones en las que se seleccionan los máximos. Solo se identifica un máximo en caso de que las amplitudes superen 1.5 veces la amplitud RMS de la ventana. En caso de no cumplirse, se duplica el tamaño de la ventana (manteniendo el tiempo de inicio) para la búsqueda del máximo. Identificados los máximos, se realiza un análisis conjunto entre las ventanas, el cual permite determinar aquellos que corresponden con las potenciales discontinuidades del subsuelo.

Las potenciales discontinuidades identificadas son entonces utilizadas para interpretar las estructuras principales del subsuelo debajo de cada estación, así como en el área ocupada por cada una de las redes. La interpretación de las estructuras del subsuelo es un proceso que requiere de la comparación de los resultados obtenidos mediante el procesamiento sísmico de los datos registrados, con la información geológica disponible para el área del CVPP. Para ello, es preciso transformar los valores temporales de los resultados obtenidos por aplicación de ISMa (gráficamente, ejes verticales de la Figura VI.5) a valores de profundidad. Este paso se realiza utilizando el modelo de velocidades de onda P empleado en el proceso de localización de eventos (Olivera Craig et al.) (Reportes de Actividad Volcánica, OVDAS-SERNAGEOMIN) (ver curva roja en Figura IV.5). La Figura VI.6 muestra los candidatos a discontinuidades del subsuelo (señaladas con áreas celestes) para las estaciones de cada red, las que se encuentran organizadas de acuerdo a su ubicación (de oeste a este).

La designación de un candidato como una auténtica discontinuidad del subsuelo se efectiviza a partir del cumplimiento de dos condiciones: estar representado por un arribo de amplitud sobresaliente (es decir, su módulo es un máximo local), y corresponder con la información geológica disponible, ello es, con la profundidad e inclinación estimadas por los estudios geológicos aplicados en la zona. La información geológica utilizada para el proceso de constatación surge de los trabajos de Gonzalez-Ferran and Martínez (1962); Godoy et al. (1999); Charrier et al. (2002); Giambiagi et al. (2003); Servicio Nacional de Geología y Minería -Sernageomin (2003); Silvestro et al. (2005); Fock et al. (2006); Giambiagi et al. (2009); Tapia Silva (2010). Esta información se encuentra adecuadamente utilizada en el trabajo de Benavente (2010), quien, a partir del análisis químico de fluidos termales y la utilización de sensores remotos, ha desarrollado un modelo conceptual de subsuelo para el área del CVPP (ver Capítulo IV.2). Las redes PV y OVDAS se encuentran distanciadas, en promedio, solo 6 km en dirección norte-sur. La similitud de las estructuras y unidades geológicas para las latitudes medias de ambas redes posibilita un análisis conjunto y la utilización del mencionado modelo conceptual disponible para el área.

La presente aplicación permite reconocer hasta seis discontinuidades principales entre la superficie y una profundidad de ~ 4 km para ambas redes de estaciones. Las figuras VI.7a y VI.7b muestran la ubicación de las discontinuidades interpretadas debajo de cada estación (Figura VI.6) en relación a la disposición de los rasgos estructurales de la región. Los resultados sísmicos permiten interpretar la profundidad de discontinuidades respecto de la superficie. La Figura VI.7 ubica los rasgos observados respecto al nivel medio del mar, para lo cual se han tenido en cuenta las cotas altimétricas de cada una de las estaciones (ver Capítulo IV.2).

La distancia entre las estaciones de la red PV permite una interpretación conjunta de los rasgos identificados debajo de cada estación (Figura VI.7a). Los resultados obtenidos no solo confirman la disposición estructural de las unidades geológicas conocidas del subsuelo en el área del CVPP, sino que, además, proveen una estimación más precisa de las profundidades de algunas discontinuidades.

La ausencia generalizada de estimaciones de velocidad en el área del CVPP para las capas de los primeros 5 km del subsuelo impide la interpretación de los resultados de acuerdo a un análisis preciso del contraste de impedancia de las mismas. Sin embargo, el conocimiento de la litología de las capas permite realizar una conjetura sobre los valores tentativos de velocidad para cada una de ellas. La Tabla VI.2 describe la litología y la densidad promedio de las unidades geológicas relevantes a las profundidades de los resultados obtenidos (Benavente, 2010), así como sus valores de velocidad de onda P aproximados (Kearey and Brooks, 1991; Casas et al., 2018), y sus impedancias resultantes. Estas cantidades permitirían comprender la mayor energía, en los resultados sísmicos, de la señal correspondiente a las discontinuidades C, D, E, y F señaladas en la Figura V.6.a. Estas discontinuidades están definidas por contactos entre estratos con densidades distintas, específicamente, C y D: la presencia de yeso ($\rho \approx 2.4 \text{ g/cm}^3$) entre las formaciones Vega Negra ($\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$) y Valle Grande ($\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$), E: esta última con la parte superior de la Formación Lotena ($\rho = 2.4 \text{ g/cm}^3$), y F: una discontinuidad entre la parte superior ($\rho = 2.4 \text{ g/cm}^3$) e inferior ($\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$) de la Formación Lotena.

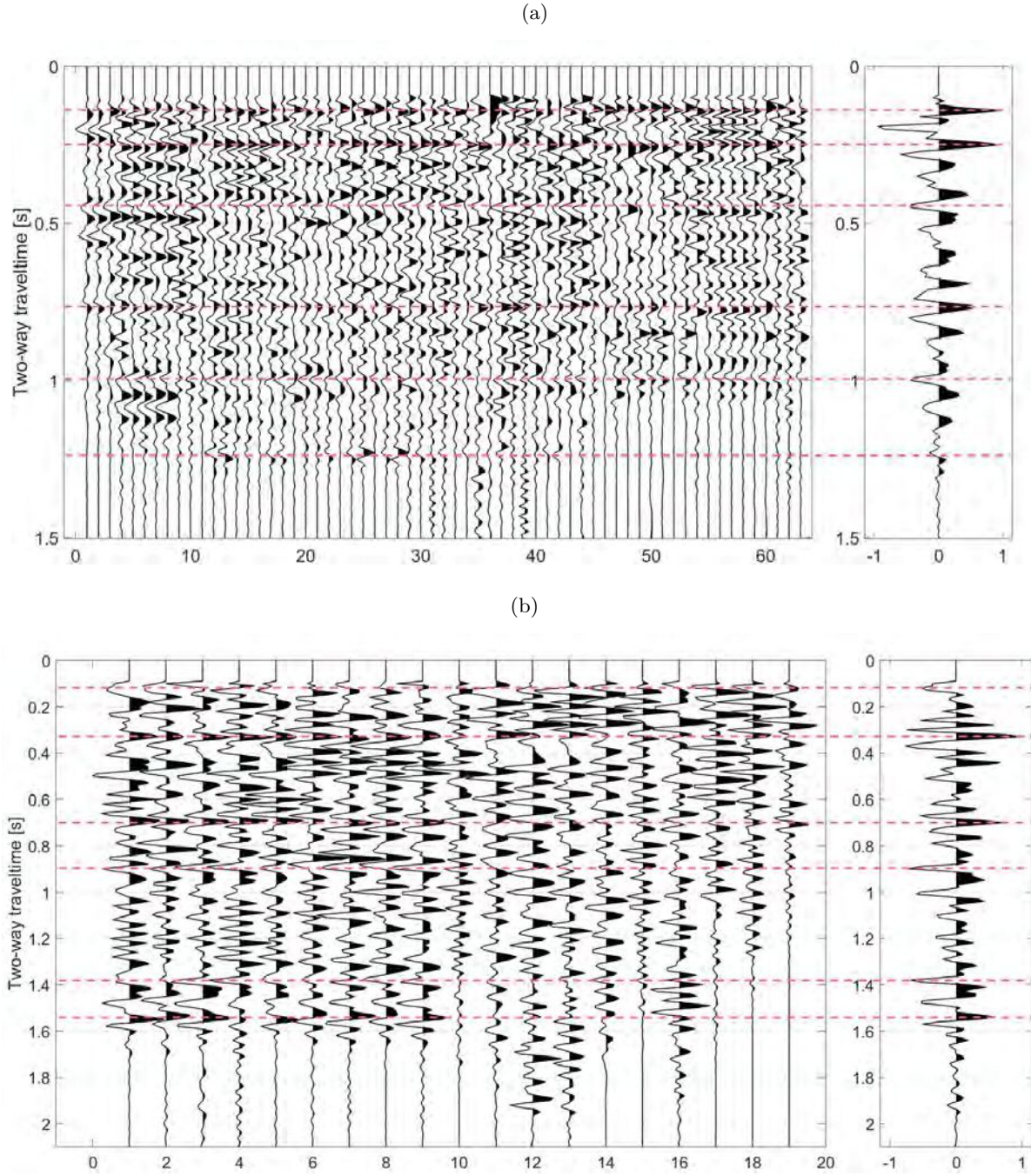


Figura VI.5: Panel de eventos procesados (previo al apilamiento -izquierda) y post apilamiento (derecha) para el caso de las estaciones CRI (a) y PV01 (b). El eje vertical indica el doble del tiempo de viaje. Las líneas punteadas horizontales muestran las discontinuidades interpretadas para cada estación.

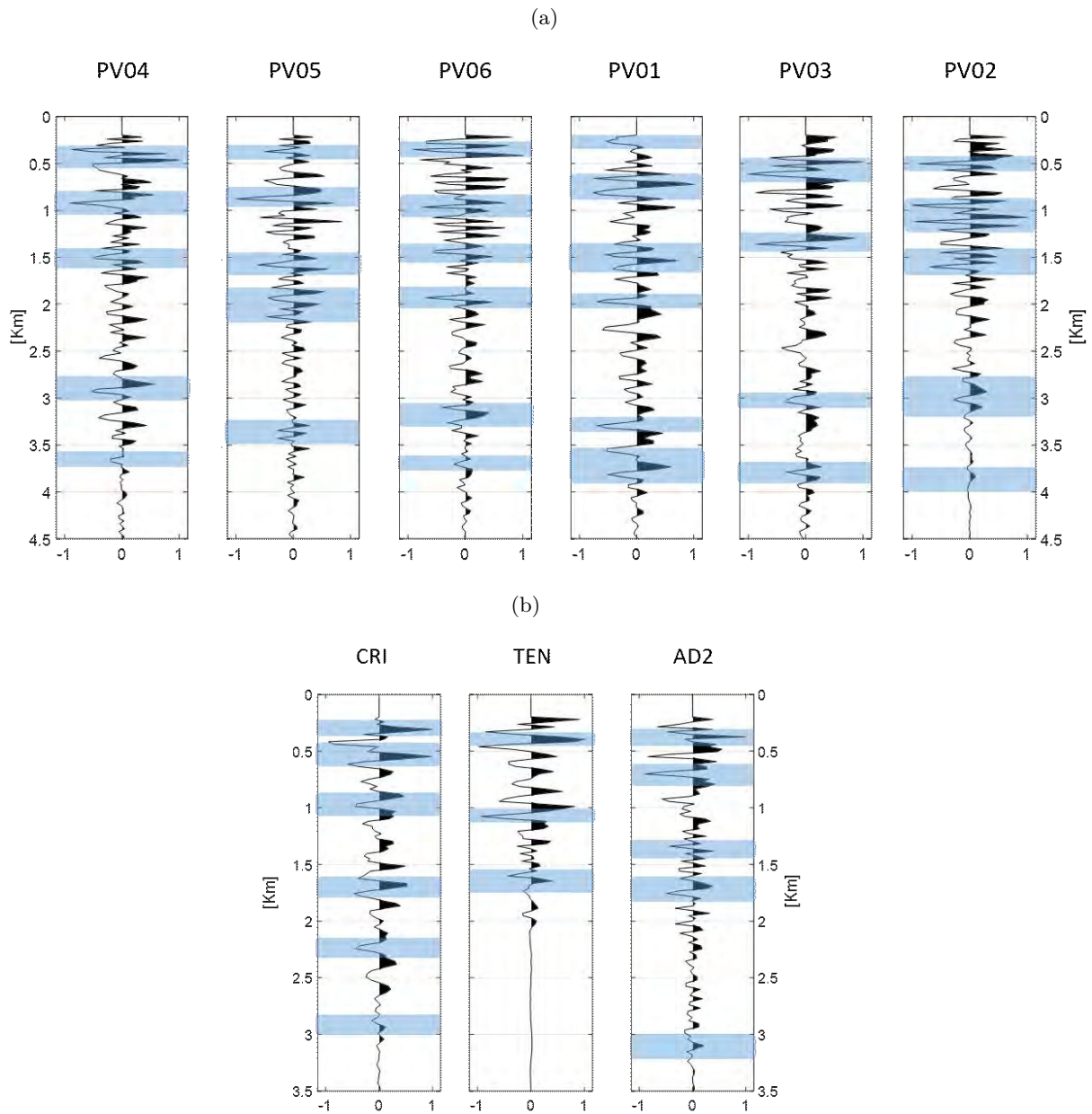


Figura VI.6: Estructura subsuperficial del área de la red PV (a), y la red OVDAS (b). Las estaciones están organizadas de acuerdo a su ubicación geográfica, de oeste a este. Los recuadros celestes exhiben la profundidad de las discontinuidades identificadas debajo de cada estación.

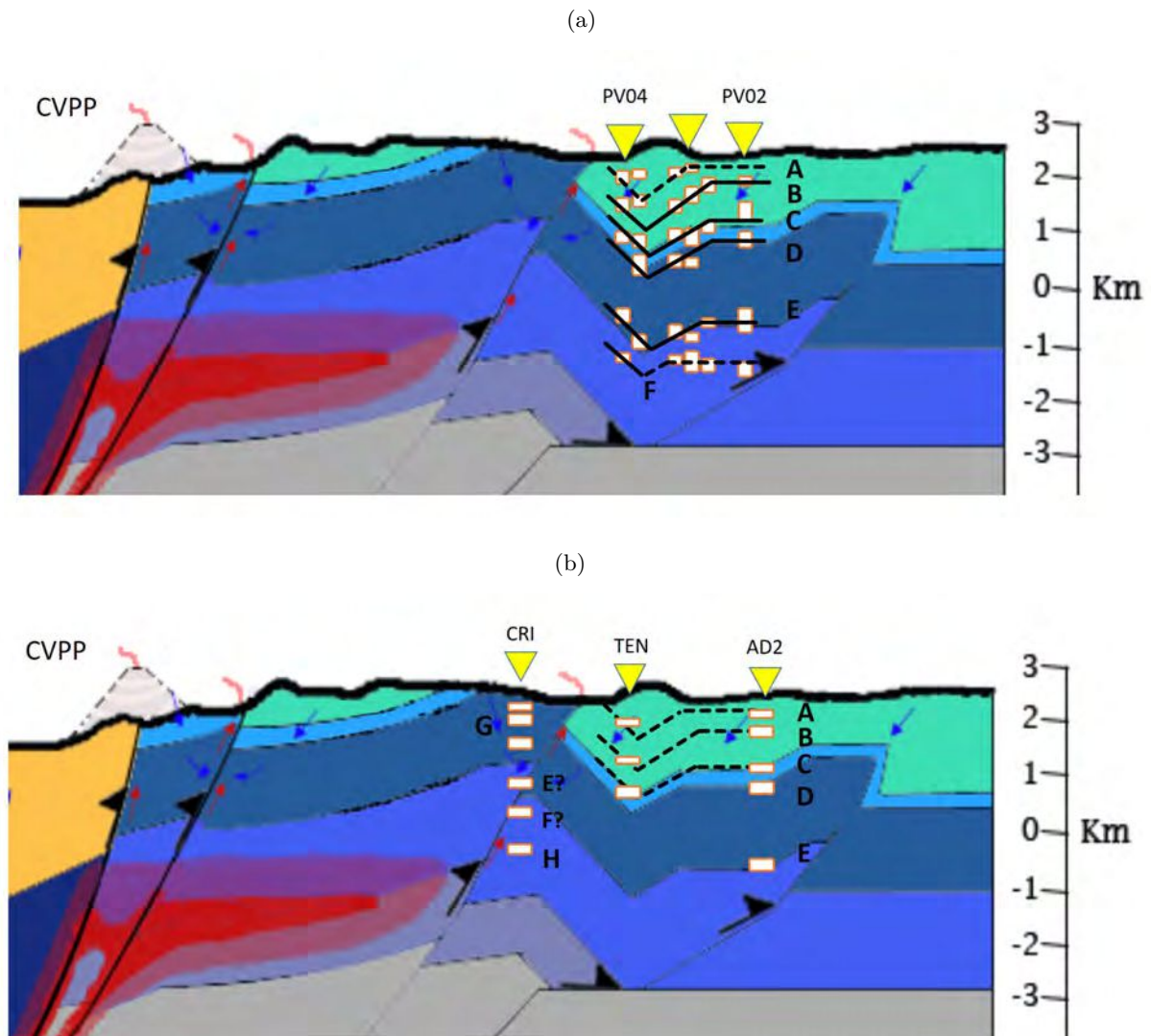


Figura VI.7: (a) Resultados para la red de estaciones PV en relación a la información geológica disponible para el área (Benavente, 2010) (ver Figura IV.4). Las profundidades son relativas al nivel medio del mar. A-F señalan la ubicación de los horizontes interpretados. (b) Resultados para la red OVDAS. G y H son rasgos no identificados en el área de la red PV.

CAPÍTULO VI. CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO PLANCHÓN-PETEROA

Tabla VI.2: Litología y densidad promedio de las unidades geológicas relevantes a las profundidades de trabajo (Benavente, 2010), estimaciones de velocidad de onda P (Kearey and Brooks, 1991; Casas et al., 2018), y sus impedancias inferidas.

| Formación | Litología | Densidad ρ (g/cm^3) | Velocidad V (km/s) | Impedancia ($\rho \cdot V$) |
|--------------|--|---------------------------------|-----------------------------|----------------------------------|
| Vega Negra | Conglomerados y brechas, con intercalaciones de areniscas y limolitas | 2.8 | ~ 1 | 2.8 |
| Yeso | | ~ 2.4 | ~ 3 | 7.2 |
| Valle Grande | Rocas sedimentarias clásticas. Yeso con intercalaciones de calizas | 2.7 | ~ 3.5 | 9.5 |
| Lotena | Estratos de yeso con intercalaciones de limolitas | ~ 2.4 | ~ 3.5 | 8.4 |
| | Conglomerados, areniscas y pelitas. Luego, calizas, brechas calcáreas y areniscas | 2.8 | ~ 4.5 | 12.6 |
| Grupo Cuyo | Tres facies: A. Lutitas, fangolitas con intercalaciones de areniscas y calizas arcillosas. B. Areniscas con cemento calcáreo, alternantes con fangolitas y lutitas. C. Areniscas, fangolitas y evaporitas (constituyen la culminación del Grupo) | ~ 2.8 | ~ 4.5 | 12.6 |

La unidad geológica más superficial en el área de las estaciones es la Formación Vega Negra, compuesta por rocas sedimentarias. Los horizontes A y B señalados en la Figura VI.7a corresponderían con discontinuidades intracapa. La poca profundidad de estas discontinuidades permite el arribo de mayor energía desde estas discontinuidades, en comparación con las discontinuidades más profundas, a raíz de un menor efecto de atenuación por el menor recorrido de las ondas.

En el caso de la red OVDAS (Figura VI.7a), la menor cantidad de estaciones disponibles, así como la mayor extensión longitudinal que recubren, conduce a que la asociación de discontinuidades observadas en distintas estaciones como debidas a un mismo rasgo estructural, posea una ambigüedad elevada. Por ello, la interpretación es realizada individualmente por estación. Los resultados para las estaciones AD2 y TEN (las más orientales de la red) son similares a aquellos obtenidos para las estaciones de la red PV, lo que es esperable considerando los pequeños cambios estructurales en la zona específica de estudio para la distancia latitudinal entre ambas redes (~ 6 km). La estación AD2 refuerza la presencia de dos capas intermedias en la Formación Vega Negra (contactos A y B en Figura VI.7), el límite de la misma con la capa de yeso (C), el contacto de ésta última con la Formación Valle Grande (D), y su límite con la Formación Lotena (E). La estación TEN solo demuestra la presencia de una de las capas de la Formación Vega Negra aquí descriptas. La somerización de esta formación hacia la longitud de TEN pudo haber causado el afloramiento de la discontinuidad más superficial, o bien, que el contacto se encuentre demasiado cercano a la superficie (a profundidades menores que ~ 100 m) como para ser detectado en el rango de frecuencias utilizado.

Si bien la presencia de discontinuidades inclinadas obstaculiza el arribo de la energía reflejada en el subsuelo a la estación, es notable que los resultados de la red PV y OVDAS también permitan la identificación de las discontinuidades en secciones inclinadas de las capas subsuperficiales. El arribo de esta energía es posible en caso de que las discontinuidades presenten una disposición localmente horizontalizada. Se infiere entonces, que las discontinuidades poseen una configuración de tipo escalonada en su sección inclinada.

Es destacable, además, que los resultados para la estación TEN no provean información de discontinuidades localizadas a profundidades mayores a ~ 1.8 km. La causa de ello puede estar originada por la mayor cercanía de esta estación a la falla Valle Hermoso, la cual atribuiría una inclinación suficientemente alta a las discontinuidades del subsuelo a estas profundidades y latitud, obstaculizando el arribo de la energía allí reflejada a la estación ubicada en la superficie. Asimismo, esta

falla asigna una permeabilidad secundaria local facilitando el flujo de fluidos a temperaturas elevadas (Benavente, 2010), y, consecuentemente, conduciendo a efectos de atenuación mayores sobre la energía sísmica propagada. La condición estructural de vergencia de la falla Valle Hermoso establece que dicho flujo de fluidos resulte preferentemente hacia el este (Benavente, 2010), zona en la cual el efecto de atenuación sería mayor. El impacto de estas dos causas motivaría la ausencia de arribos observados para profundidades mayores a ~ 1.8 km.

Los resultados obtenidos para la estación CRI permiten identificar las profundidades de la base de la capa de yeso, el límite entre las formaciones Lotena y Valle Grande, y el contacto entre la parte superior (dominada por yeso) y la parte inferior de la Formación Lotena. La parte superior de la capa de yeso no es observable, probablemente a causa de su poca profundidad (o afloramiento en superficie) para el posicionamiento latitudinal de esta estación. Los resultados señalarían la presencia de dos discontinuidades adicionales, G y H en la Figura VI.7b. La región en la cual se encuentra la discontinuidad G se caracteriza por alojar procesos geoquímicos complejos como la mezcla de aguas frías y calientes, así como procesos de ebullición y segregación de líquidos y gases a temperaturas cercanas a los 350°C (Benavente, 2010). Estos efectos suponen cambios locales en las condiciones del cuerpo de roca (aquí, Formación Valle Grande), en particular, una distribución inhomogénea de densidad producto de diferentes grados de saturación y del tipo de fluido de saturación (líquido o gas) sería esperable. Ello conduciría a un cambio de impedancia local, razón por la cual el mismo rasgo no sería observado en los resultados de las estaciones más orientales. Los resultados para la estación CRI también señalan la presencia de la discontinuidad H, a profundidades cercanas a los 3 km por debajo de la estación (4 km por debajo de la serie de cráteres que constituyen el volcán Peteroa, y -0.2 km sobre el nivel del mar). A priori, este rasgo podría ser interpretado como el contacto entre la Formación Lotena y el Grupo Cuyo, en el caso de que la profundidad de la mencionada discontinuidad sea algo menor que la esperada por la información geológica disponible. Sin embargo, tal interpretación es poco probable. La variación de densidad y componentes litológicos entre las unidades geológicas relevantes a este contacto (ver Tabla VI.2) no sería suficiente, para la profundidad del rasgo y las frecuencias de trabajo, para su detección en los resultados sísmicos. Dos hipótesis surgen del presente rasgo observado. La primera de ellas es la presencia de material magmático solidificado. El cambio de densidad local del cuerpo de roca y de velocidad de ondas sísmicas producidos por la solidificación de fundido magmático, incluso en proporciones menores, atribuiría un valor de impedancia suficiente como para ser detectado en los registros sísmicos. La segunda de las hipótesis sugiere un grado de saturación elevado del cuerpo de roca por fundido magmático a esas profundidades, infiriendo un contraste de impedancia suficientemente grande como para ser observado en los resultados. Cualquiera de las dos hipótesis coincide con la concepción de la presencia de material magmático a estas profundidades y longitudes, por parte del modelo de subsuelo desarrollado para el área. La realización de estudios complementarios, como por ejemplo tomografías de velocidad y atenuación sísmica, resultan imprescindibles para dilucidar la causa del rasgo observado y corroborar estas interpretaciones.

Por último, resulta notable el buen desempeño del modelo de velocidades adoptado para la adjudicación de valores de profundidad a los rasgos observados en las trazas sísmicas. El modelo de velocidades utilizado (ver curva roja en Figura IV.5) es unidimensional, definido por una geometría de capas planas que difiere ampliamente de la real disposición subsuperficial heterogénea de la zona de estudio. Sin embargo, el análisis de los resultados aquí presentados, a la luz de la información geológica y geoquímica disponible, refuerza la idea de que este modelo representa adecuadamente las velocidades del subsuelo para las profundidades de trabajo, validando, a su vez, los resultados de trabajos previos en los que se ha empleado este modelo para la caracterización de la actividad sísmica del CVPP (Olivera Craig et al.; Casas et al., 2014) (Reportes de Actividad Volcánica, OVDAS-SERNAGEOMIN).

VI.1.3 Aplicación a sismos regionales y telesismos

Nishitsuji et al. (2016)) y Casas et al. (2019) han aplicado la técnica ISmA con el objeto de describir las estructuras del subsuelo debajo de estaciones sísmicas ubicadas en el área del CVPP durante el año 2012. A raíz de la base de datos utilizada en cada uno de estos trabajos, y los intervalos de frecuencias allí seleccionados, estas aplicaciones muestran buena resolución para rangos de profundidades específicos. Luego, la aplicación de ISmA a datos de sismos regionales y telesismos registrados por las estaciones de las redes PV y OVDAS permite completar la información disponible, incrementando el conocimiento sobre la disposición de las estructuras subsuperficiales en el área del CVPP para profundidades no analizadas previamente. La información proporcionada no solo convalida interpretaciones previas sobre la disposición de las estructuras subsuperficiales, sino que incrementa el volumen de información

adquirido para el subsuelo en descripción.

Si bien las aplicaciones de ISmA a fases globales (Nishitsuji et al., 2016), a sismos regionales y telesismos (Casas et al.), y a sismos locales (Casas et al., 2019) presentan la misma esencia, es decir, la utilización del teorema general de reciprocidad por correlación (representada por la Ecuación V.5); el flujo de trabajo posee diferencias notables, relevantes a las condiciones de las bases de datos utilizadas. A continuación, se detalla el correspondiente a la aplicación a datos de sismos regionales y telesismos.

Pre-procesamiento

El objetivo de esta etapa es la obtención y acondicionamiento del dato de entrada para la adecuada aplicación de la Ecuación IV.5. El primer paso consiste en la selección, desde los catálogos de referencia, de los eventos sísmicos utilizables, aquellos ocurridos durante el periodo de registro en común de las redes PV y OVDAS (enero 2012 a enero 2013) y con magnitud suficientemente alta como para proveer registros con buena relación señal-ruido para las distancias epicentrales involucradas. Debido a las probables diferencias del campo de ruido local, cada evento es juzgado mediante un análisis individual por estación.

La selección inicial es realizada mediante la utilización del programa JWEED (*Java version of Windows Extracted from Event Data*, desarrollado por IRIS), a partir del cual se obtiene una lista de los eventos que cumplen las condiciones impuestas, en este caso, restricciones en el tiempo de origen, las distancias epicentrales, y sus magnitudes (ver Figura VI.8). El suceso de un evento con distancia epicentral y magnitud requeridas, en el período de registro de las redes PV y OVDAS, no son condiciones suficientes para su utilización por ISmA. El adecuado funcionamiento de la metodología propuesta requiere de energía sísmica arribando a las estaciones de manera (sub) vertical. En esta etapa, dos grupos de eventos son conformados. El primer grupo se compone de sismos con distancias epicentrales entre 30° y 120° , y magnitudes superiores a M_w 6; para cada uno de los eventos de este grupo es posible asegurar la presencia del arribo de una fase P con un parámetro del rayo suficientemente pequeño (< 0.08 s/km) tal que la energía de propagación arriba verticalmente a las estaciones, es decir, con ángulos de incidencia aproximadamente $< 25^\circ$ (Kennett et al., 1995). El segundo grupo está constituido por sismos con distancia epicentral menor a 30° y magnitud mayor a M_w 5; estos eventos poseen un espectro de posibles ángulos de incidencia para cada una de las fases. Luego, estos sismos son sujetos a un examen de control, con el objeto de asegurar la selección de aquellos eventos con al menos una fase P con parámetro del rayo menor al umbral adoptado (0.08 s/km). Para este análisis de control, resulta suficiente utilizar los valores de parámetro del rayo calculados por el modelo de velocidades regional de referencia ak135 (Kennett et al., 1995) para cada una de las fases de cada evento; ello se debe a que la asunción de un medio homogéneo conduce a una sobreestimación de los ángulos de arribo de las fases directas, en comparación con aquellos que se obtendrían considerando la complejidad del subsuelo volcánico. Una vez seleccionados los eventos con incidencia (sub) vertical, no resulta necesario discriminar entre los grupos de eventos, al asumir que la información aportada por cada uno de ellos posee la misma relevancia.

Los tiempos de origen de los sismos seleccionados son utilizados para extraer las formas de onda de cada uno de los eventos desde los registros de cada una de las estaciones. Las primeras aproximaciones del tiempo de arribo de las fases de onda P y S son obtenidas mediante el uso del modelo ak135. Estos tiempos, calculados por el modelo, son empleados como dato teórico para realizar la determinación manual precisa de los tiempos de arribo de las fases P y S directa. Se obtiene entonces, información de las fases presentes en los registros, sus tiempos de propagación y fechas exactas de arribo, sus ángulos aproximados de incidencia (en base a los parámetros del rayo), y el rango de frecuencias de la mayor relación señal-ruido para cada evento. Como condición adicional para el procesamiento, se exige la utilización de un rango de frecuencias que asegure una buena relación señal-ruido para todos los eventos, con el objeto de evitar amplitudes considerables de señales distintas de aquella de interés.

Adquirida la información de los tiempos de origen de los eventos sísmicos, los tiempos precisos de llegada de las fases P hasta el primer arribo de la fase S, habiendo discriminado los eventos de acuerdo a la verticalidad de su arribo y a la relación señal-ruido de su registro para cada una de las estaciones, se continuó con la extracción de las formas de onda desde los registros de la red PV y OVDAS, para su posterior procesamiento.

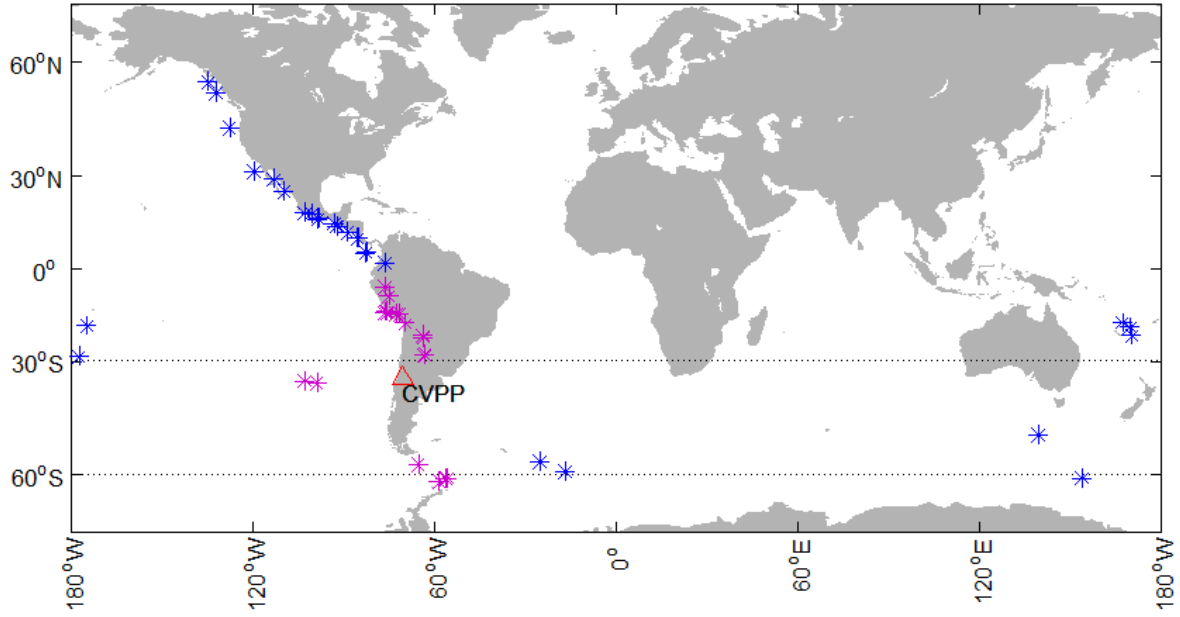


Figura VI.8: Distribución de los eventos sísmicos ocurridos durante el año 2012, preseleccionados para la aplicación de ISMa a registros tomados en el área del CVPP. Un triángulo rojo identifica el CVPP. En violeta, sismos con distancia epicentral menor a 30° y magnitud superior a $M_w 5$. En azul, sismos con distancia epicentral entre 30° y 120° , y magnitud superior a $M_w 6$.

Procesamiento

Los registros de componente vertical de eventos con energía de onda P incidiendo perpendicularmente a la superficie representan una buena aproximación de la respuesta real a la transmisión del aludido campo de ondas compresional (para todas aquellas discontinuidades del subsuelo no verticales). Se extraen, entonces, los registros de componente vertical para los eventos previamente seleccionados para cada una de las estaciones.

Del rango de frecuencias estimado previamente para cada evento, se examinan aquellas frecuencias por encima de 0.3 Hz, límite establecido por las fuentes de ruido microsísmico (Schimmel et al., 2011) y las características instrumentales (en el caso de la red PV) (Nishitsuji et al., 2014). Los rangos extraídos para todos los sismos fueron utilizados para determinar el intervalo de frecuencias común, [0.3, 2.1] Hz. Con el objeto de analizar los rasgos subsuperficiales emplazados a distintas profundidades con la mayor resolución posible, el mismo procesamiento es aplicado en dos sub-rangos de frecuencias, [0.3 0.8] Hz y [0.8 2.1] Hz. La frecuencia de separación, 0.8 Hz, es seleccionada en base a la coherencia observada en las trazas en etapas avanzadas del procesamiento para el conjunto de estaciones.

Con el objeto de evitar la presencia de arribos no reales en los resultados, se extrajeron ventanas de cálculo constituidas por los tiempos entre el primer arribo de onda P y el primer arribo de onda S. A modo de ejemplo, la Figura VI.9 exhibe las correspondientes a la estación PV04, para el rango completo de frecuencias seleccionado ([0.3 2.1] Hz).

Adicionalmente, del grupo total de eventos seleccionados a este punto del procesamiento (por tal, todos ellos con asegurada incidencia sub-vertical de energía de onda P), se conforma un tercer grupo, con aquellos integrantes cuya distancia epicentral es menor a 20° . Estos eventos se caracterizan por presentar buena relación señal-ruido para un rango más extenso en frecuencias, posibilitando, consecuentemente, una mejor descripción de las menores profundidades del subsuelo. La frecuencia máxima común para estos eventos, que asegura una buena relación señal-ruido, es 3.2 Hz. Con el objeto de analizar solo las contribuciones más superficiales, la frecuencia mínima es seleccionada en 1 Hz. Finalmente, el mismo flujo de procesamiento es aplicado a estos eventos, para el rango [1 3.2] Hz.

En la presente aplicación, se le otorga la misma valoración a la información contenida en cada una de las ventanas de cálculo utilizadas (cada uno de los sismos seleccionados). Por ello, cada ventana de cálculo es normalizada en base al flujo vertical de la energía propagada.

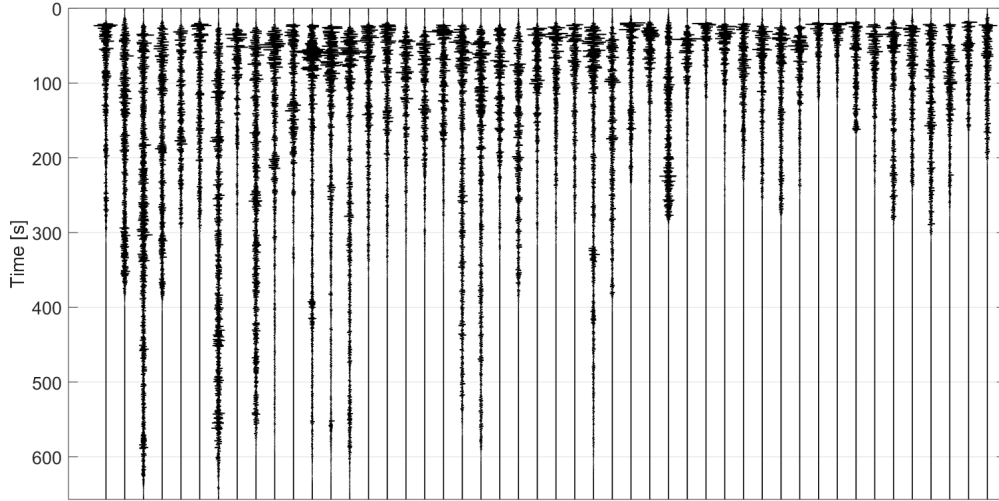


Figura VI.9: Ventanas de cálculo de los eventos seleccionados para la estación PV04 en el rango completo de frecuencias [0.3 2.1] Hz. Cada ventana se encuentra normalizada por su flujo de energía vertical. El eje vertical corresponde al tiempo de propagación. Se muestra una ventana temporal que comprende 20 s de pre-evento (respecto al arribo de la primera fase de onda P) hasta el primer arribo de onda S.

Las FTFs pueden ser simplificadas a fuentes puntuales para sismos con distancias epicentrales suficientemente grandes (Bormann, 2002). En este caso, una simple supresión de los tiempos iniciales ocupados por la FTF, sería suficiente para eliminar las amplitudes sin relevancia física (Nishitsuji et al., 2016). En esta aplicación, la supresión de tiempos iniciales sin previa deconvolución de la FTF para cada sismo, conduciría a la pérdida de información a raíz de la presencia de aquellos eventos de menor distancia epicentral. Luego, las FTFs son estimadas por el lóbulo principal y aquellos lóbulos secundarios con decrecimiento monótono, como ejemplifica la Figura VI.10 para la estación AD2, para el rango de frecuencias [0.3 0.8] Hz. Estas funciones son deconvolucionadas, sin que ello signifique pérdida de información alguna para los sismos de mayor distancia epicentral.

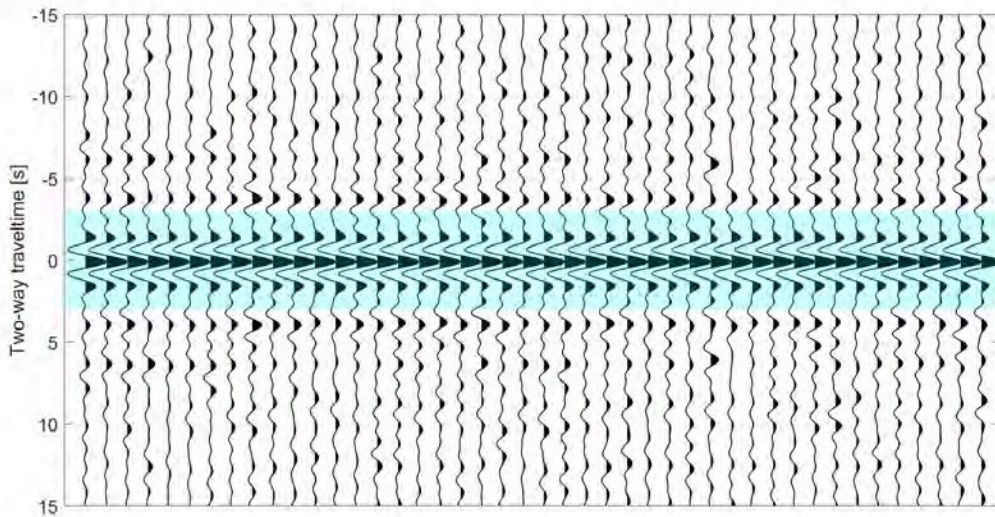


Figura VI.10: Funciones temporales de la fuente (en texto, FTF) estimadas para los sismos registrados por la estación AD2 para el rango [0.3 0.8] Hz. Un sombreado color celeste señala las FTFs en el panel de autocorrelaciones (por razones gráficas, se exhiben únicamente los primeros 15 s).

La Figura VI.11 expone las autocorrelaciones de las ventanas temporales para la estación PV01 y el rango

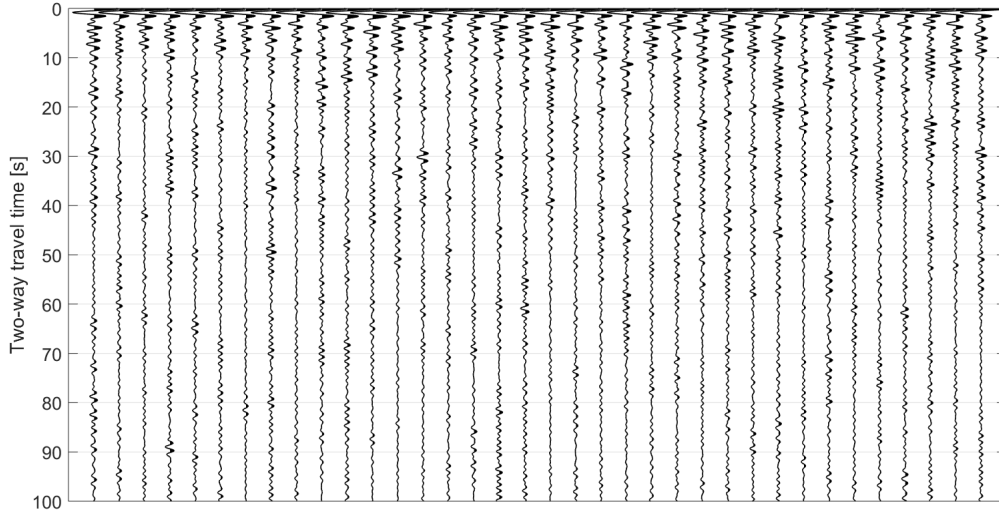


Figura VI.11: Autocorrelación de las ventanas de cálculo extraídas para la estación PV01 (por razones gráficas solo se muestran los primeros 100 s) para el rango de frecuencias $[0.3 \text{ } 0.8]$ Hz. El eje vertical corresponde al doble del tiempo de propagación en el medio. Cada traza ha sido deconvolucionada por su respectiva función de la fuente.

$[0.3 \text{ } 0.8]$ Hz, en la cual cada traza es deconvolucionada de acuerdo a su FTF previamente estimada. Esta figura demuestra un claro dominio del lóbulo principal en las autocorrelaciones, constituido por amplitudes remanentes de la deconvolución que no representan información del subsuelo, por lo que se aplica un ventaneo para su eliminación. El paso siguiente es el apilamiento de las trazas, cuyo objeto es reforzar la energía de fase estacionaria, definida por porciones de las discontinuidades del subsuelo ubicadas debajo de cada estación. La Figura VI.12 muestra las trazas pre-apilamiento (deconvolucionadas, con previa eliminación de las amplitudes remanentes a tiempos iniciales) y la traza apilada para las estaciones AD2 (red OVDAS) y PV04 (red PV), para los tres rangos de frecuencias utilizados.

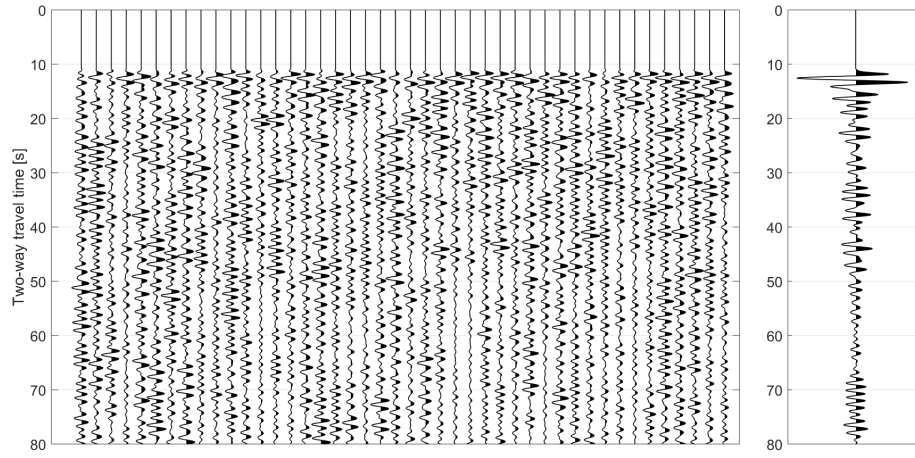
Resultados e Interpretación

Con el objeto de asociar las interpretaciones de los resultados obtenidos a rasgos del subsuelo de conocida profundidad, el vector temporal de las trazas apiladas es transformado a profundidad, mediante la construcción y utilización de un modelo de velocidades. Este modelo consta, para profundidades mayores a 60 km, de la distribución de velocidades otorgada por el modelo regional ak135; y para profundidades menores, de una versión modificada del modelo obtenido por Bohm et al. (2002), aquel utilizado en la localización de las fuentes sísmicas en el área del CVPP (Olivera Craig et al.; Casas et al., 2014) (Reportes de Actividad Volcánica, OVDAS-SERNAGEOMIN) y en la implementación de ISmA para eventos locales (Casas et al., 2019). La Figura VI.13 y la Figura VI.14 exhiben las trazas apiladas obtenidas para la red PV y la red OVDAS, respectivamente, para las profundidades relevantes a cada uno de los rangos de frecuencias utilizados. La descripción de las discontinuidades del subsuelo debajo de cada estación surge del análisis de las respuestas reflectivas obtenidas, mediante la identificación de las mayores amplitudes presentes en las trazas apiladas. Estas figuras también muestran la interpretación de los rasgos subsuperficiales identificados para cada red de estaciones. Como es esperable, el rango de menores frecuencias ($[0.3 \text{ } 0.8]$ Hz) permite una descripción de las discontinuidades más profundas (discontinuidad corteza-manto o Mohorovicic, y mayores); sin embargo, no es posible realizar interpretación alguna para profundidades menores a los 40 km. La información del subsuelo relevante a profundidades menores a los 40 km es proporcionada por los resultados para los rangos de frecuencias mayores ($[0.8 \text{ } 2.1]$ Hz y $[1 \text{ } 3.2]$ Hz).

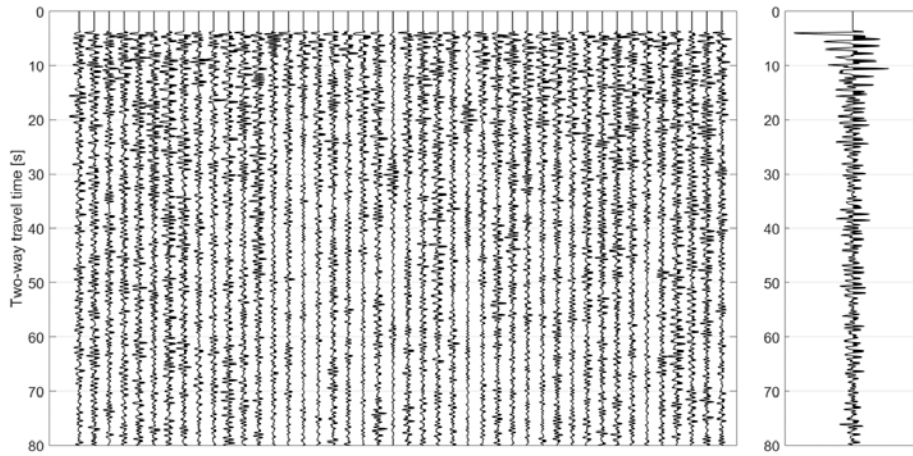
Para el rango de frecuencias menores, la interpretación de los resultados obtenidos, para la red PV y la red OVDAS, es elaborada a partir de su contraste con las profundidades esperadas de los rasgos geológicos del escenario geodinámico al que pertenece la zona de estudio (Gonzalez-Ferran and Martínez, 1962; Tassara et al., 2006; Benavente, 2010; Tapia Silva, 2010).

Los resultados de la red PV (Figura VI.13a) señalan la presencia de seis arribos de amplitud sobresaliente, por lo cual, son considerados potenciales discontinuidades del subsuelo. Un análisis conjunto de los

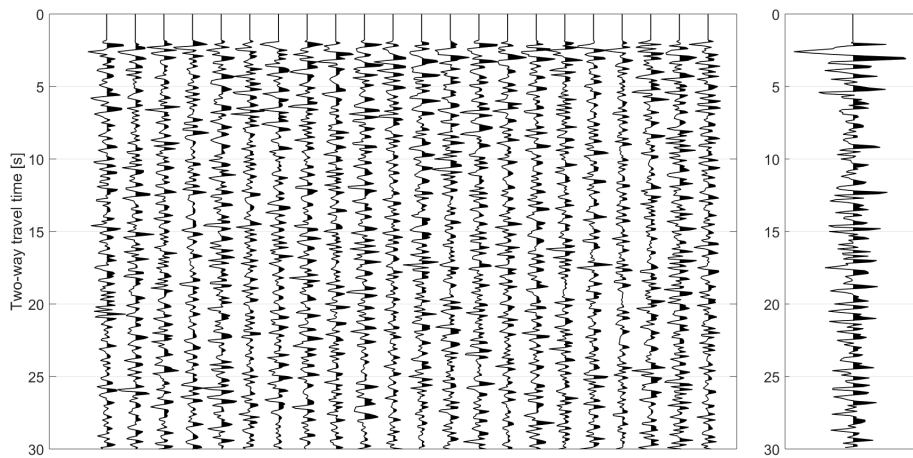
(a) AD2 – $[0.3 \ 0.8]$ Hz



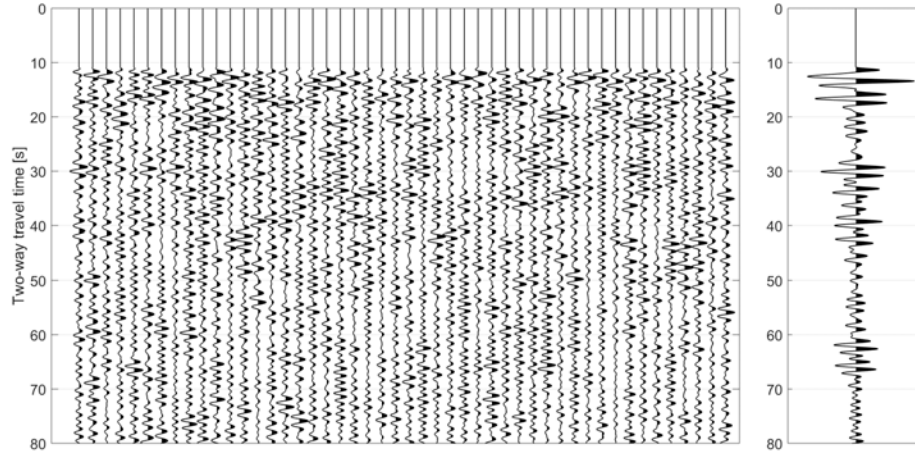
(b) AD2 – $[0.8 \ 2.1]$ Hz



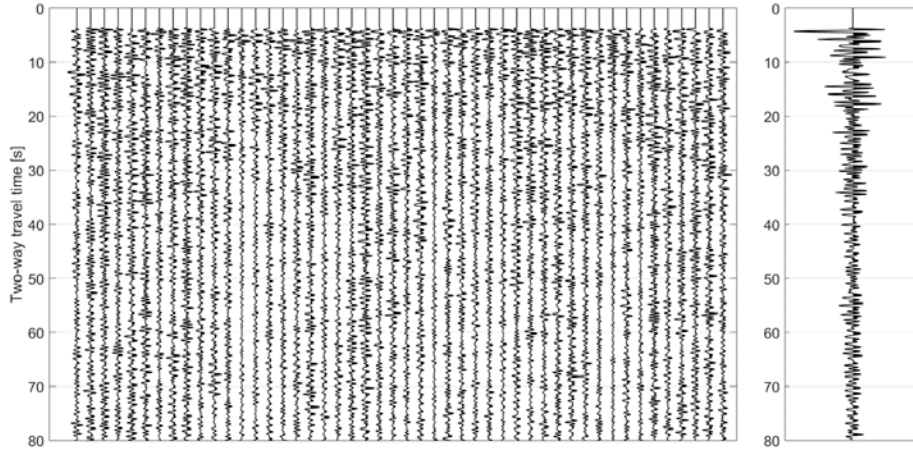
(c) AD2 – $[1 \ 3.2]$ Hz



(d) PV04 – [0.3 0.8] Hz



(e) PV04 – [0.8 2.1] Hz



(f) PV04 – [1 3.2] Hz

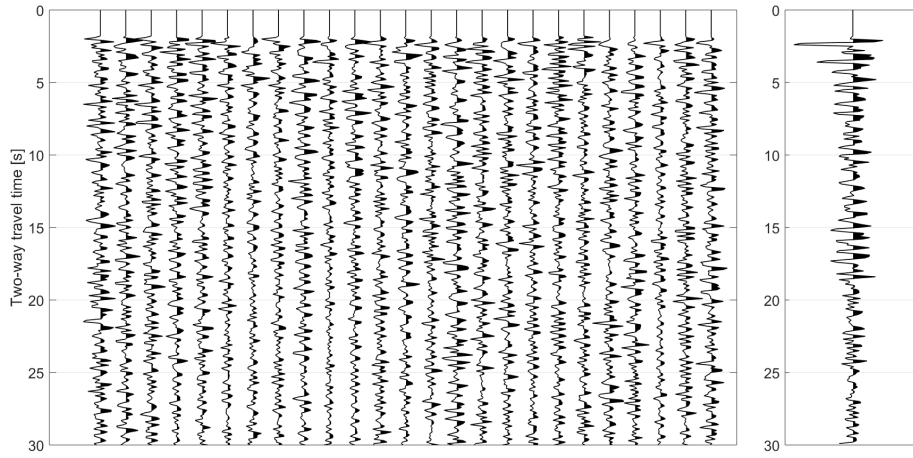


Figura VI.12: Paneles pre-apilamiento y traza apilada para las estaciones AD2 (a, b, c) y PV04 (d, e, f), para los rangos de frecuencias [0.3 0.8] Hz (a, d), [0.8 2.1] Hz (b, e), y [1 3.2] Hz (c, f).

resultados sísmicos con las profundidades esperadas de los rasgos conocidos del subsuelo, posibilita la identificación de:

- Discontinuidad Corteza-Manto (de Mohorovicic), a una profundidad promedio de 45 km
- Discontinuidad Intra-Litosférica (comienzo de la Zona de Baja Velocidad Litosférica), a los 65 km de profundidad
- techo del bloque de subducción, a profundidades entre 110 km y 120 km
- la base del bloque subductante, entre 140 km y 160 km
- límite Litósfera-Astenósfera, entre los 230 km y 255 km de profundidad
- comienzo de la Zona de Baja Velocidad Astenosférica, entre los 330 km y 360 km

La Figura VI.14a muestra los resultados obtenidos, para el mismo rango de frecuencias, en las estaciones de la red OVDAS, una red situada en promedio 6 km hacia el norte, de menor cantidad de estaciones, y de mayor extensión longitudinal. En ellas, se identifican:

- la discontinuidad de Mohorovicic a ~ 45 km de profundidad.
- Discontinuidad Intra-Litosférica, entre los 70 y 90 km de profundidad.
- techo del bloque de subducción, a profundidades entre 115 km y 130 km.
- la base del bloque subductante, aproximadamente a 165 km y 185 km
- límite Litósfera-Astenósfera, a los 250 km de profundidad
- comienzo de la Zona de Baja Velocidad Astenosférica, entre los 310 km y 350 km

Considerando las velocidades de onda sísmica relevantes a las profundidades interpretadas (proporcionadas por el modelo de velocidades utilizado en esta aplicación), y el rango de frecuencias seleccionado, la resolución de los resultados sísmicos en profundidad es ~ 5 km (Widess, 1973). Ello conduce a interpretar que los resultados para la red OVDAS no difieren, a grandes rasgos, de aquellos obtenidos para la red PV, una conclusión esperable teniendo en cuenta la distancia latitudinal entre las redes. La mayor correlación en profundidad, en los resultados de ambas redes, se observa para la Discontinuidad de Mohorovicic (43-48 km), el límite Litósfera-Astenósfera (~ 245 km), y el comienzo de la Zona de Baja Velocidad Astenosférica (~ 340 km). Una leve diferencia se observa para las profundidades de la Discontinuidad Intra-Litosférica y el techo del bloque de subducción; las mismas parecerían ubicarse a profundidades algo mayores en la zona de la red OVDAS que en la zona de la red PV, sin embargo, estas diferencias no serían significativas, considerando la resolución vertical de los resultados. Asimismo, la mayor diferencia es observada para la base del bloque de subducción; presentando una profundidad de alrededor de ~ 15 km mayor en la zona norte, para la red OVDAS.

En el caso de la discontinuidad de Mohorovicic, si bien es esperable un arribo dominante de amplitud positiva, resulta llamativo que, en la mayor cantidad de estaciones, esta discontinuidad se manifieste con una amplitud negativa. En base a las formas de onda de los resultados, es interpretable una suma constructiva y destructiva de la energía reflejada en una zona compleja del subsuelo (a profundidades de ~ 40 -55 km). Rasgos muy cercanos en profundidad (en relación a la resolución vertical) definen una puja por amplitudes positivas y negativas en los resultados, perturbando el arribo de la energía reflejada en el Moho.

Si bien la presencia de rasgos inclinados del subsuelo obstaculizan enormemente el arribo en superficie de la energía reflejada en profundidad, resulta destacable la clara identificación del techo y base de la placa subductante en los resultados. Ello permite inferir que estas discontinuidades poseen una configuración localmente horizontal en la zona de las estaciones. En consecuencia, dos hipótesis son elaboradas. Una de ellas sugiere una subducción gradual de la placa oceánica, según la cual el techo y la base del bloque poseen una configuración escalonada con secciones horizontales. De acuerdo a esta hipótesis, la diferencia en la profundidad estimada para la base en los resultados de las redes PV y OVDAS estaría causado por una variación local del propio espesor de la litósfera oceánica subductante. Sin embargo, esta hipótesis no explicaría la carencia de sismos a estas longitudes y profundidades de análisis (*US Geological Survey; Nishitsuji et al. (2016)*). La segunda hipótesis propone la deformación del bloque subductante en un proceso inicial de desgarramiento de su sección más profunda (*Nishitsuji et al., 2016*). Según esta última, la diferencia de profundidad de la base del bloque a distintas latitudes se debería a una deformación diferencial en dirección latitudinal. Finalmente, un mayor volumen de información se requiere para dilucidar la interpretación más certera.

Para el rango de frecuencias intermedio y mayor, es decir, [0.8 2.1] Hz y [1 3.2] Hz respectivamente (figuras VI.13b, VI.13c, VI.14b, y VI.14c), la interpretación es levemente distinta. Para ellos, el

objetivo es identificar las profundidades que manifiestan arribos de considerable menor energía, las que potencialmente constituyan zonas de acumulación de fundido magmático.

Si bien es esperable la presencia de elevados efectos de atenuación para las frecuencias mayores, la identificación de arribos con amplitudes sobresalientes es, en la gran mayoría de los casos, evidente. El proceso de interpretación para los rangos de frecuencias intermedio y mayor se encuentra limitado en profundidad, con un mínimo definido por la eliminación de las amplitudes iniciales relevantes a las FTFs; y un máximo que corresponde a un límite de coherencia estimado a partir de la comparación de los resultados para todos los rangos de frecuencias utilizados, y en cada uno de ellos, para todas las estaciones. Los resultados permiten la interpretación de las principales estructuras ubicadas entre 5 km y 40 km de profundidad.

Para el rango [0.8 2.1] Hz, los resultados de la red PV (Figura VI.13b) muestran claros arribos para profundidades entre aproximadamente 10 y 30 km. La ausencia de grandes amplitudes a profundidades mayores, permite inferir la posible acumulación de fundidos hasta el Moho (43-48 km). Los resultados para las frecuencias mayores (Figura VI.13c) permiten distinguir rasgos localizados entre 5 y 35 km de profundidad. La Figura VI.13c distingue los rasgos (marcados con recuadros color celeste) con profundidad similar a los observados en la Figura VI.13b, de aquellos rasgos solo observados en este último rango de frecuencias (en color amarillo). Los resultados para el rango de mayores frecuencias permiten precisar la profundidad de algunas discontinuidades identificadas para el rango de frecuencias intermedio, e incluso señalar una zona de bajas amplitudes alrededor de los 25 km de profundidad en las estaciones más occidentales de la red.

Los resultados para la red OVDAS coinciden con los rasgos observados en los resultados para la red PV, para los dos rangos de frecuencias mayores. Es posible identificar, entonces, amplitudes máximas locales así como zonas de amplitudes aparentes bajas a aproximadamente las mismas profundidades.

A partir de la comparación de los reflectores interpretados y la estructura de corteza propuesta para el área de estudio (Farías et al., 2010; Giambiagi et al., 2012), asociamos los reflectores a ~ 12 km, ~ 18 km, y ~ 32 km como la discontinuidad intra-cortical (discontinuidad rígido-dúctil en la corteza superior), la discontinuidad entre la corteza superior e inferior, y la discontinuidad rígido-dúctil en la corteza inferior, respectivamente (ver Figura VI.23).

Jackson et al. (2018) presenta un modelo de formación, emplazamiento, y diferenciación de magma en la corteza. De acuerdo a la física de acumulación de magma, la fracción de fundido no es distribuido homogéneamente en profundidad; gran porcentaje del mismo se encuentra en la parte superior del reservorio, un bajo porcentaje se ubica en el volumen restante, mientras que un volumen solidificado se encuentra en la parte más baja. Más probablemente, los resultados sísmicos constituyen evidencia científica del sector más bajo (Jackson et al., 2018). En base a estos resultados, en esta aplicación se han interpretado una zona de emplazamiento de magma como aquella que cumpla con dos condiciones: 1. la presencia de un área de bajas amplitudes en los resultados sísmicos; 2. es ubicada por encima de alguno de los reflectores interpretados. Esta circunstancia es satisfecha para dos regiones: una zona superficial ubicada por encima de la discontinuidad rígido-dúctil de la corteza inferior (~ 32 km de profundidad), y una zona de mayor profundidad por encima de un reflector localizado a ~ 40 km.

Benavente (2010) ha propuesto un modelo subsuperficial para el área, sugiriendo el emplazamiento de magma a ~ 4 km de profundidad. Si bien no se ha obtenido información sísmica para profundidades menores a 5 km (definidas por tiempos con amplitudes removidas luego del proceso de deconvolución), los resultados sísmicos permiten identificar un reflector a ~ 6 km de profundidad. Ello ha motivado la incorporación del previamente mencionado cuerpo de magma a una profundidad de ~ 4 km en el modelo desarrollado.

Dos regiones solo cumplen con una de las dos condiciones impuestas. Luego, resulta necesaria información adicional para la identificación de áreas como zonas de acumulación magmática. Estas regiones están ubicadas por encima de los reflectores a ~ 22 km y el Moho, para las cuales no se observan bajas amplitudes aparentes, posiblemente debidas a su ubicación cercana a algún otro rasgo del subsuelo (discontinuidad corteza superior-inferior y Moho, respectivamente). Otro posible fundamento es una resolución sísmica insuficiente para el reconocimiento de limitada extensión vertical de magma.

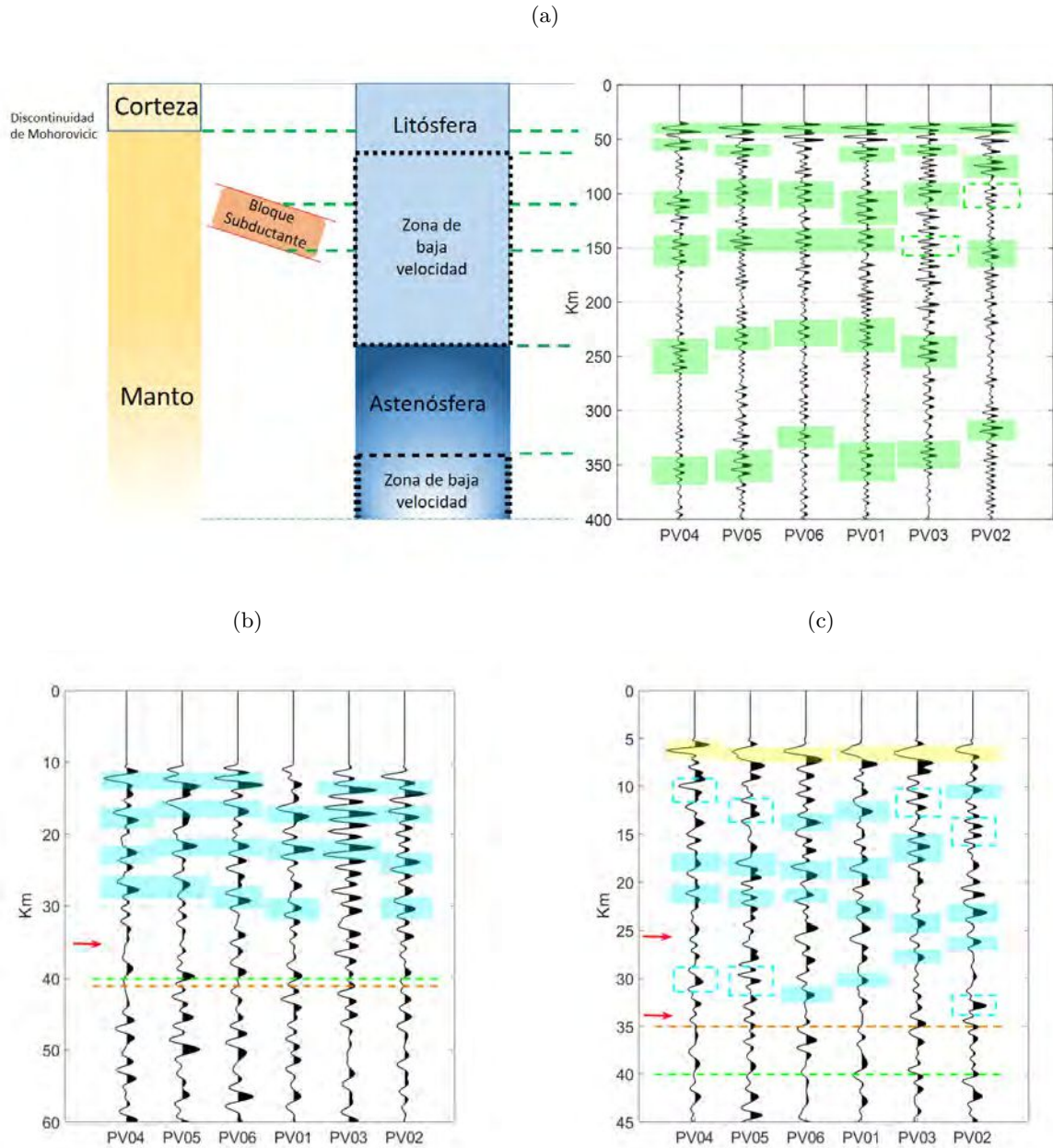


Figura VI.13: Interpretación de los resultados obtenidos de la aplicación de ISmA a sismos regionales y telesismos registrados por las estaciones de la red PV, para tres rangos de frecuencias: (a) [0.3 0.8] Hz, (b) [0.8 2.1] Hz, y (c) [1 3.2] Hz. Los recuadros rellenos señalan las amplitudes máximas locales, es decir, las discontinuidades del subsuelo interpretadas debajo de cada estación; los recuadros con línea punteada denotan una mayor incertidumbre en la identificación de la discontinuidad. Los rasgos identificados en (a) son presentados en color verde, con color celeste aquellos identificados en (b), y con color amarillo los identificados únicamente en (c). Las líneas punteadas de color verde en (b) y (c) indican una cota superior para el Moho. Las líneas punteadas de color marrón muestran el límite aproximado en profundidad para la interpretación de rasgos en el respectivo rango en frecuencias. Las flechas rojas manifiestan las profundidades de posible almacenamiento de magma.

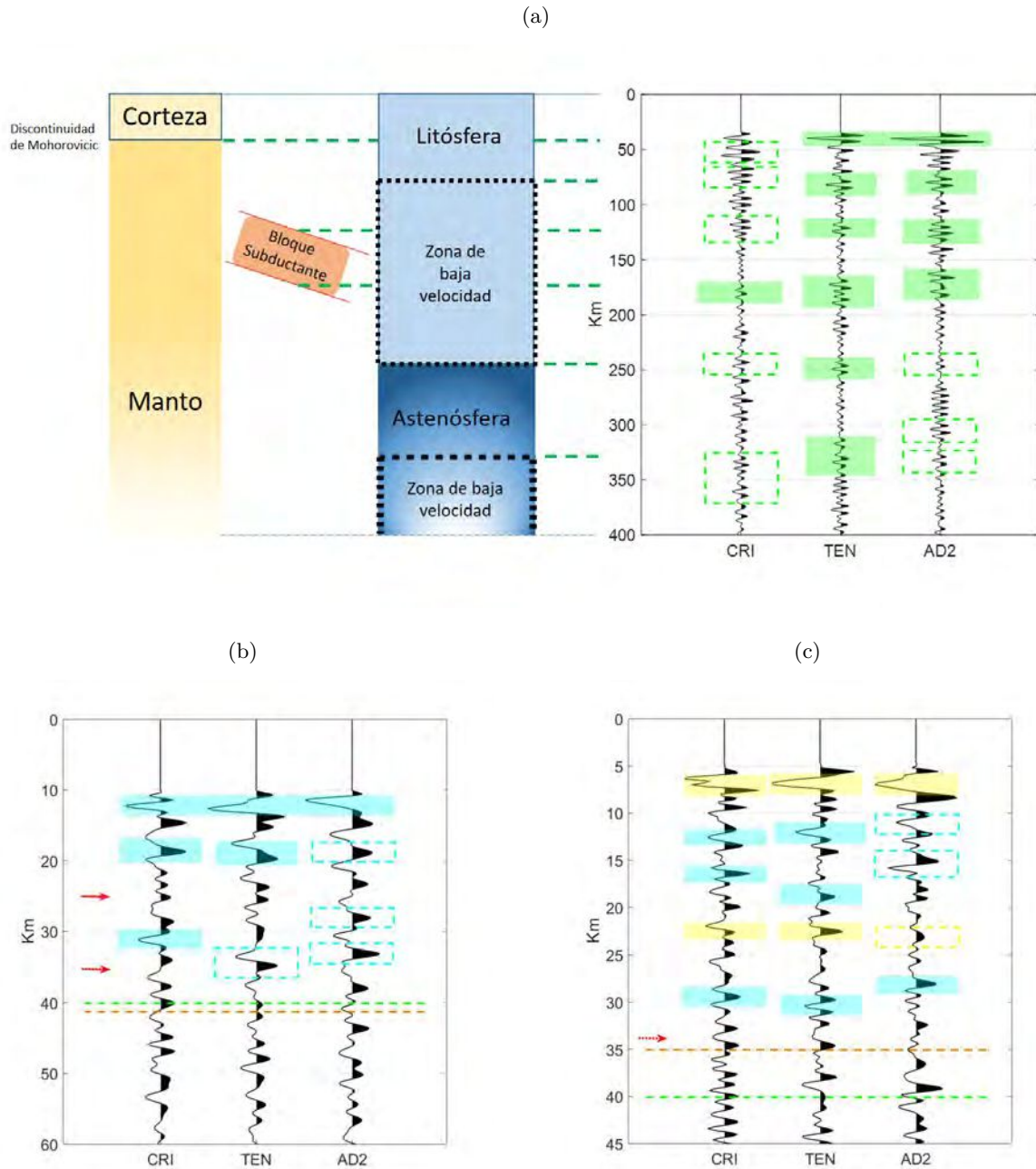


Figura VI.14: Interpretación de los resultados obtenidos de la aplicación de ISmA a sismos regionales y telesismos registrados por las estaciones de la red OVDAS, para tres rangos de frecuencias: (a) $[0.3 \text{ } 0.8]$ Hz, (b) $[0.8 \text{ } 2.1]$ Hz, y (c) $[1 \text{ } 3.2]$ Hz. Los recuadros rellenos señalan las amplitudes máximas locales, es decir, las discontinuidades del subsuelo interpretadas debajo de cada estación; los recuadros con línea punteada denotan una mayor incertidumbre en la identificación de la discontinuidad. Los rasgos identificados en (a) son presentados en color verde, con color celeste aquellos identificados en (b), y con color amarillo los identificados únicamente en (c). Las líneas punteadas de color verde en (b) y (c) indican una cota superior para el Moho. Las líneas punteadas de color marrón muestran el límite aproximado en profundidad para la interpretación de rasgos en el respectivo rango en frecuencias. Las flechas rojas manifiestan las profundidades de posible almacenamiento de magma. La flecha roja punteada indica una mayor incertidumbre de interpretación que en el caso de la Figura VI.13c.

VI.2 IS mediante correlaciones cruzadas de ruido sísmico ambiental

VI.2.1 Metodología

Asumiendo la propagación de un campo de ruido sísmico ambiental originado por una adecuada distribución de las fuentes, las correlaciones de los registros de pares de estaciones permiten la estimación de la respuesta impulsiva del medio entre las mismas, es decir, la función de Green (FG). La inestabilidad en la distribución espacio-temporal de las fuentes conduce a un deterioro de las correlaciones, y, consecuentemente, de las FGs (Wapenaar and Thorbecke, 2013). Con el objeto de abordar la problemática de una distribución inadecuada de fuentes, se estiman las direcciones predominantes del ruido sísmico en el tiempo a partir del análisis del grado de polarización de las ondas (Schimmel and Gallart, 2004; Schimmel et al., 2011). Su aplicación permite realizar una selección apropiada de los pares de estaciones considerados para el cálculo, aumentando de esta manera la relación señal-ruido de los resultados.

En un análisis del tiempo y amplitud de la energía de propagación, las FG son utilizadas para el cálculo de las curvas de dispersión de las ondas superficiales. Mediante la inversión de estas curvas, es posible estimar las velocidades del subsuelo en función de la frecuencia, y, más aún, en función de la profundidad. Esta información permite inferir las condiciones subsuperficiales en el área de registro.

VI.2.2 Aplicación

Pre-procesamiento

La presente aplicación comprende el uso de los registros adquiridos por la red PV, aquella compuesta por seis estaciones (de tres componentes) localizadas sobre el sector argentino del CVPP, y activas entre enero 2012 y enero 2013. Los sensores que conforman esta red poseen una frecuencia de corte en 2 Hz, por lo que en primer lugar se aplicó una deconvolución de la respuesta instrumental. De esta manera, es posible trabajar con amplitudes espectrales confiables en el mayor rango de frecuencias posible, permitiendo la elección de una porción del espectro útil para el procesamiento así como para un análisis de polarización de las señales, tal como se describe a continuación.

Tal como es expresado en los fundamentos teóricos presentados en el Capítulo V, la precisa estimación de las FGs se realiza ante la presencia de fuentes de ruido iluminando las estaciones a un nivel de energía equivalente (Draganov et al., 2015), caso contrario, la información contenida en perturbaciones de menor energía es suprimida en el posterior proceso de promediación, creando direcciones preferenciales de la señal. Por esta razón, una normalización de las amplitudes del ruido registrado permitirá homogeneizar las contribuciones de energía. Por otro lado, la presencia de fuentes recurrentes de ancho de banda angosto, o monocromáticas, conduce a una degradación de las correlaciones. Este rasgo es suprimido mediante la aplicación de una normalización en el dominio espacio-temporal (Bensen et al., 2007; Shen et al., 2012).

La calidad de las FG depende del rango de frecuencias utilizado, el cual se encuentra restringido por la distancia entre las estaciones de registro (Picozzi et al., 2009). En esta aplicación, se emplean longitudes de onda menores que la distancia entre estaciones. La selección del rango de frecuencias utilizable procede de la aplicación de un análisis espectral, en base al cálculo de funciones de densidad de potencia espectral (FDPE). A modo de ejemplo, la Figura VI.15 muestra las FDPE para la estación PV06 entre los días 1 de marzo y 16 de abril de 2012. En base a los valores de las FDPE y las distancias entre estaciones, se adopta el rango de frecuencias [0.8; 4] Hz para el procesamiento. Las características espectrales son semejantes entre las estaciones a lo largo del período completo de registro (Casas et al., 2014).

Análisis de polarización

Si bien la teoría de la interferometría sísmica asume la presencia de campos difusos, normalmente el ruido sísmico ambiental evidencia direcciones dominantes de propagación de la energía sísmica (ver Capítulo V). El conocimiento de estas direcciones principales de propagación puede ser utilizado para una adecuada estimación de las FG, ej. (Wapenaar and Thorbecke, 2013). La presente aplicación comprende la estimación de las direcciones principales del campo de ondas de ruido, para el período completo de registro, utilizando un método basado en el grado de polarización de la señal (GrP). El concepto de polarización involucra dos parámetros fundamentales, la elipticidad (cociente entre el semieje mayor y el menor del ajuste al movimiento de partículas en el subsuelo debajo de cada estación) y la direccionalidad (dirección del semieje mayor). El conocimiento de estos parámetros permite construir el vector de

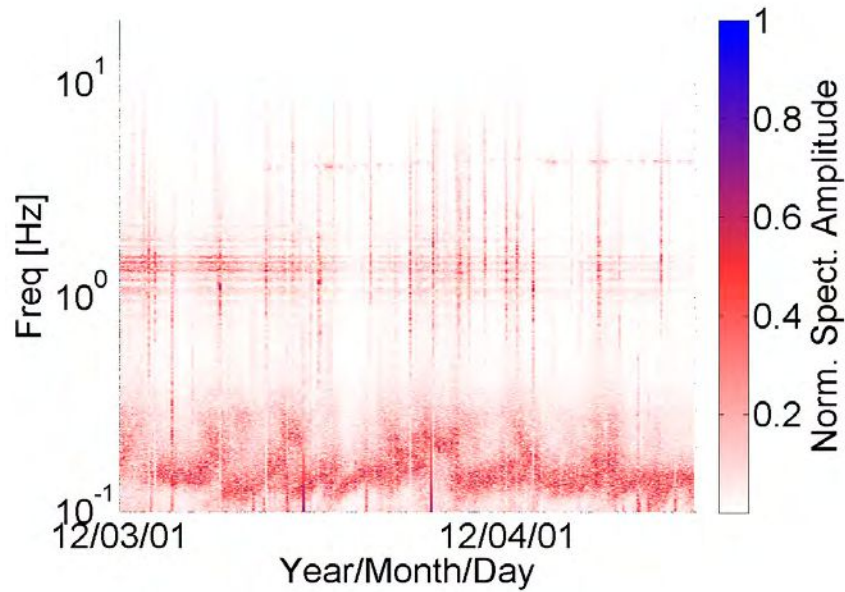


Figura VI.15: Función de densidad de potencia espectral calculada para una de las estaciones (PV06) ubicadas en el área del CVPP durante 2012. Las amplitudes espectrales son normalizadas según el máximo de amplitud del período seleccionado.

polarización, cuyas componentes son el back acimut ($[0, 360]^\circ$), y el grado de polarización (a efectos prácticos, normalizado según el máximo, $[0, 1]$) (Schimmel et al., 2011). El GrP es una alternativa a las técnicas comúnmente utilizadas en sismología (por ejemplo, *beamforming*) cuando ellas no son capaces de proveer resultados confiables a raíz de la geometría de la red de estaciones utilizada o del rango de frecuencias de interés. El GrP permite destacar e identificar las señales polarizadas registradas por una estación respecto de aquellas señales de escasa o nula polarización. Una vez obtenidas las direcciones principales para cada una de las estaciones, se realiza un análisis en conjunto, con la finalidad de conocer las direcciones de propagación del campo de ruido que han afectado a la red en su extensión. La aplicación de GrP requiere de la definición de varios de parámetros, siendo la longitud de la ventana temporal uno de los más críticos. La utilización de ventanas muy largas conducirá a la atenuación de una gran cantidad de fuentes de ruido de menor magnitud a costa de aquellas de mayor energía, mientras que el uso de ventanas muy cortas resalta el efecto de fuentes de ruido de poca repetitividad en tiempo (es decir, fuentes no dominantes, no representativas del período de registro). Un análisis de los resultados para diferentes longitudes de ventanas, y de la coherencia manifestada en los resultados para ventanas sucesivas en el tiempo, permite seleccionar una ventana temporal de 14 días para la estimación de las direcciones de propagación. La Figura VI.16 muestra los resultados de la aplicación de GrP para dos intervalos temporales, 11-24 de enero y 4-17 de abril de 2012, respectivamente. El gráfico de la izquierda muestra los resultados para cada una de las estaciones, mientras que el de la derecha indica la selección de los pares de estaciones con propagación de energía alineada con las áreas de fase estacionaria (flechas). Esta selección fue realizada a partir de la estimación de las direcciones dominantes del campo de ruido, indicadas por un valor significativo de GrP (mayor a 0.5). Una ventana temporal será utilizada para el procesamiento de cierto par de estaciones, en el caso de que presente energía propagándose entre las estaciones para, al menos, alguna fracción del rango de frecuencias previamente seleccionado ($[0.8; 4]$ Hz), incluso si existiese propagación de energía significativa a lo largo de otra dirección. En base a los valores de elipticidad resultantes, estimamos la incertidumbre en el cálculo de las direcciones en 8 grados (De Meersman et al., 2006).

Cada par de estaciones posee asociado un conjunto de ventanas temporales con direcciones dominantes de propagación de la energía coincidentes con su back acimut. Para cada par, estos resultados son promediados, con el objeto de describir las direcciones resultantes del campo de ondas de ruido utilizado. A modo de ejemplo, la Figura VI.17 muestra el efecto para las estaciones PV03 y PV06. En ella se observa que, en gran medida, la energía de propagación para las direcciones entre las estaciones es realizada. Debido al arribo simultáneo a las estaciones de energía proveniente de diversas direcciones, puede verse aún energía significativa desde direcciones diferentes a la definida por cada par de estaciones (colineal con el área de fase estacionaria para cada par), posiblemente limitando la calidad de las FG finalmente obtenidas. Aun así, la selección de ventanas temporales, con las direcciones de propagación

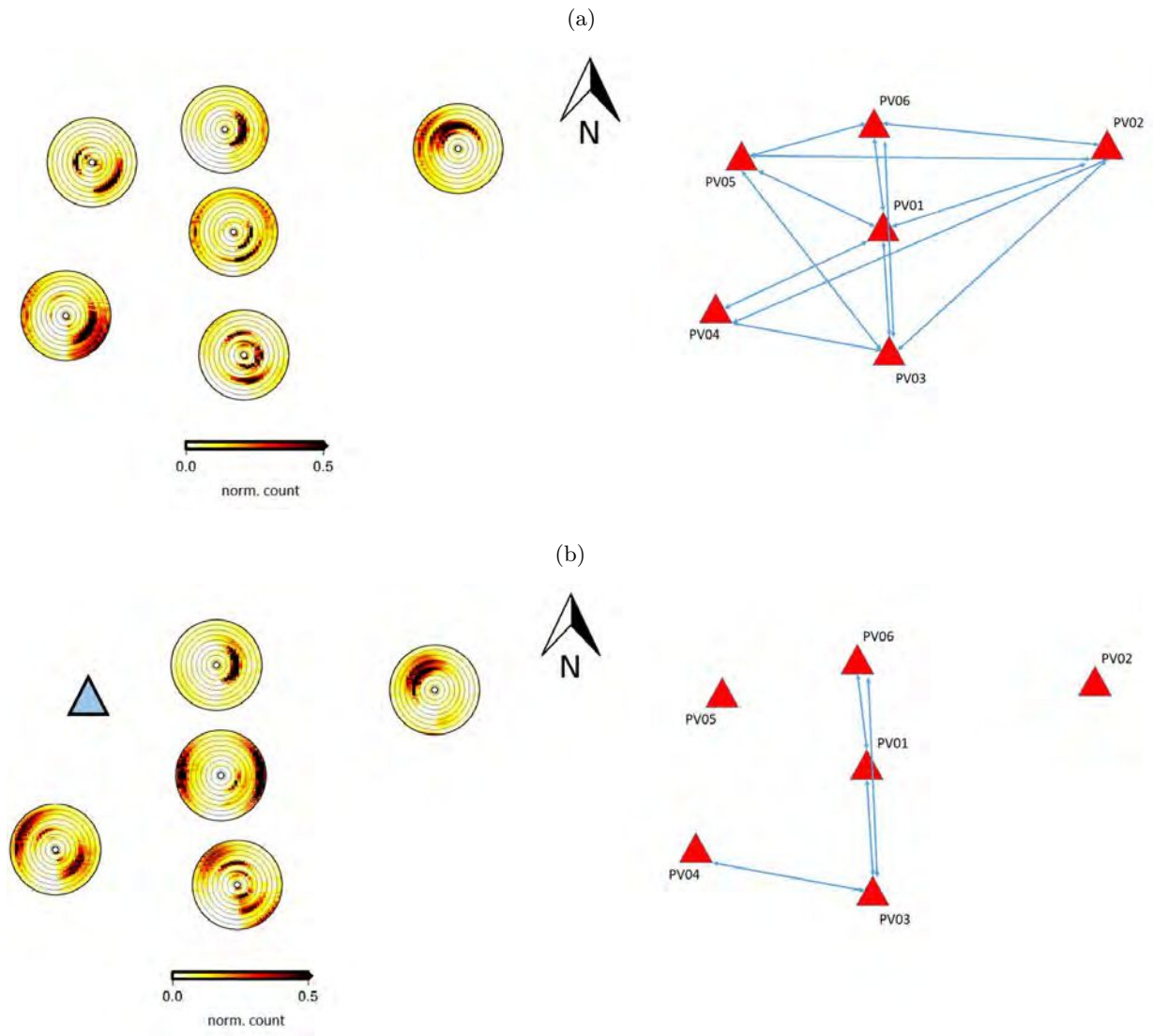


Figura VI.16: Estimación de las direcciones dominantes del campo de ruido a partir de la aplicación de un análisis de polarización para los períodos comprendidos entre (a) 11 y 24 de enero de 2012 y (b) 4 y 17 de abril de 2012. El gráfico de la izquierda muestra los resultados para cada estación, mediante un gráfico en coordenadas polares de acuerdo a la ubicación de las mismas en el terreno. El ángulo relativo al norte indica el back acimut (0° - 360°), y el radio representa las frecuencias (0.3 – 4.5 Hz, desde el centro hacia el exterior). Notar que la paleta de colores para las amplitudes normalizadas satura para valores mayores que 0.5. Las estaciones inactivas para la ventana de tiempo de cálculo se indican con un triángulo. El gráfico de la derecha indica los pares de estaciones seleccionados (conectados con líneas).

requeridas para cada par, permite observar que la energía de propagación finalmente utilizada se encuentra mayormente alineada con las áreas de fase estacionaria, permitiendo obtener FG más precisas que en el caso de utilizar el registro completo.

Funciones de Green y Curvas de dispersión

La FG para un par de estaciones se obtiene aplicando la Ecuación V.4. La deconvolución instrumental y la normalización de los registros son aplicados a ventanas temporales de 1 hora, las cuales son correlacionadas y apiladas para estimar las funciones de Green diarias de ondas superficiales (FGs). Estas FGs solo fueron calculadas para aquellos días previamente seleccionados según la direccionalidad del campo de ondas de ruido. De esta manera, las fuentes ubicadas en la región de fase estacionaria son priorizadas para cada par de estaciones, asegurando la construcción de FGs con mayor resolución.

En esta aplicación, se utilizan las componentes verticales de los registros, de manera que el campo de

ondas en las FG obtenidas se encuentra formado por ondas Rayleigh. La Figura VI.18 muestra las FG para el rango de frecuencias completo ($[0.8; 4]$ Hz) para los pares de estaciones de la red, organizadas de acuerdo a la distancia entre estaciones. La heterogeneidad subsuperficial inherente a esta zona volcánica es la responsable de la dependencia espacial de la velocidad de propagación, observada en la variación de tiempos de arribo entre las trazas. Los rectángulos sombreados (exhibidos solo a fines ilustrativos) muestran el tiempo requerido por la onda superficial directa para propagarse entre el par de estaciones asociado. Por otro lado, con el objeto de realizar una estimación de la velocidad de propagación de ondas Rayleigh para el área abarcada por las estaciones, hemos seleccionado sismos locales con distancia epicentral menor a 350 km y aplicado la técnica “correlación máxima de fase cero” (Almendros et al., 1997; Almendros González, 1999). Así, la velocidad de propagación estimada (0.4 km/s) coincide con aquella obtenida por utilización del ruido sísmico ambiental.

La dispersión de la energía de ondas superficiales ha sido extensamente utilizada para la estimación de las velocidades de onda S del medio por el cual se propaga la energía (Xia et al., 1999; Aki and Richards, 2002; Haney and Tsai, 2017). La curva de dispersión (CD) de ondas superficiales provee información de la velocidad con la cual dichas ondas se propagan por el medio (en este caso, aquel ubicado entre dos estaciones) en función de las frecuencias. En base a las FGs obtenidas, se utiliza la parte causal, la acausal, o la suma de estas dos, para el cálculo de las curvas de dispersión. Esta elección constituye una herramienta adicional para mejorar las trazas utilizadas en el análisis de dispersión, permitiendo destacar los arribos de la energía alineados con las zonas de fase estacionaria. Así, en base al conocimiento de las direcciones dominantes de propagación de ruido, para cada par de estaciones, se selecciona la parte de la FG a utilizar. Cuando la energía dominante se propaga de una estación a la otra se utiliza la parte causal o acausal, según corresponda, y solo cuando la contribución desde ambas direcciones es comparable, se utiliza la suma de ellas. A través de la aplicación de filtros angostos en frecuencia a las FGs, se calculan los tiempos de propagación de la energía de ondas superficiales entre las estaciones (Bensen et al., 2007). A modo de ejemplo, la Figura VI.19 muestra la CD para uno de los pares de estaciones (PV02-PV04).

Tomografía de ondas Rayleigh

Con la finalidad de estimar las velocidades de onda Rayleigh en función de la frecuencia para el área encerrada por la red de estaciones, se aplica una inversión tomográfica mediante el uso del software PRONTO (Aldridge and Oldenburg, 1993). PRONTO permite la aplicación de una inversión tomográfica iterativa basado en un algoritmo de trazado de rayos y el cálculo de tiempos de viaje por diferencias

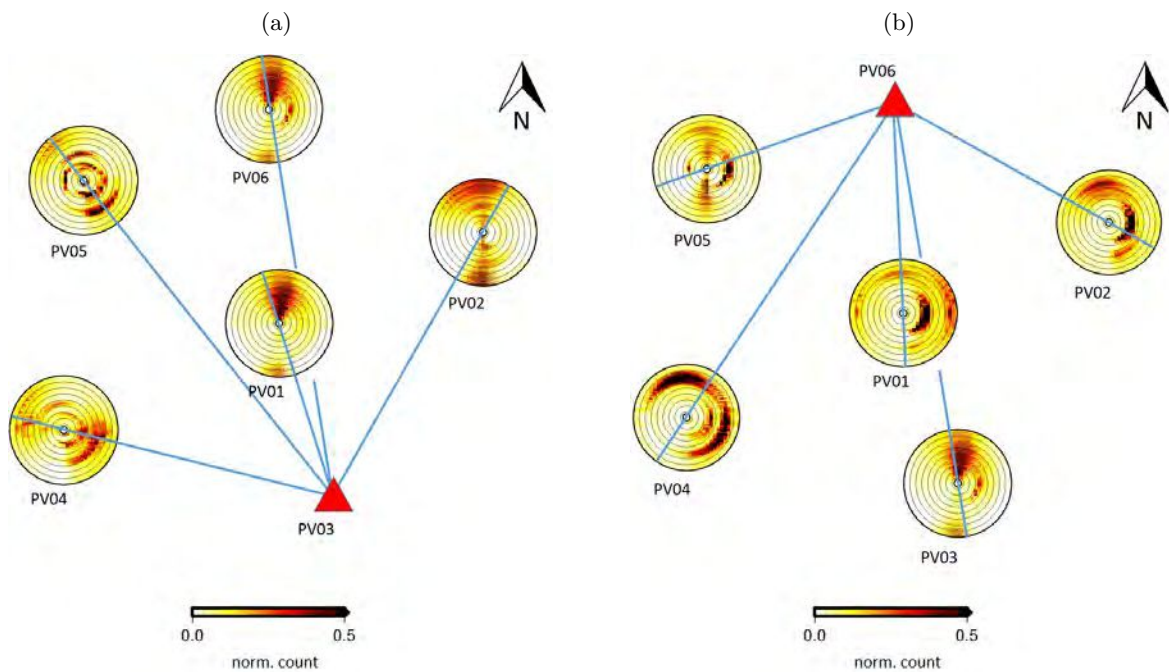


Figura VI.17: Direcciones dominantes de propagación, resultante del promedio de las ventanas temporales seleccionadas para las estaciones (a) PV03, y (b) PV06. Las líneas rectas indican el back azimuth de los pares de estaciones mostrados.

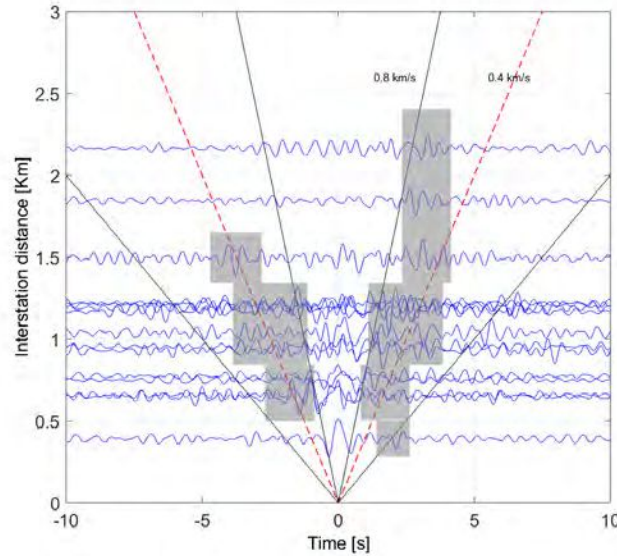


Figura VI.18: Funciones de Green obtenidas para cada par de estaciones de la red PV, organizadas según la distancia entre las estaciones. Las líneas sólidas indican velocidades constantes (usadas como referencia), y los rectángulos sombreados exhiben el tiempo de arribo de las ondas superficiales directas para cada par de estaciones. La línea punteada muestra la velocidad promedio de propagación de las ondas superficiales para el área encerrada por la red de estaciones.

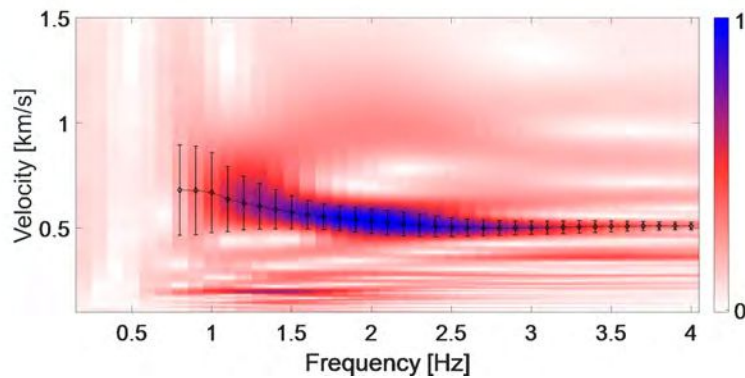


Figura VI.19: Curva de dispersión del par de estaciones PV02-PV04, presentando una distancia entre estaciones de 2.16 km

finitas. La ventaja de esta herramienta es la rápida velocidad de cálculo de modelos directos precisos y la incorporación de restricciones a la solución por inversión a partir de información geológica o geofísica disponible. En este caso, se impone restricciones de suavizado sobre los resultados de cada iteración. Seleccionado un modelo inicial de velocidades, se definen pesos de suavizado para la función objetiva a minimizar, de manera de restringir las variaciones espaciales.

Para examinar la resolución de la red PV en la inversión tomográfica, se realiza un análisis de “tablero de ajedrez” (ver figuras VI.20a, VI.20b, VI.20c) en base a una grilla espacial bidimensional que cubre el área de interés, con un inter-espaciado de 130 m. Los tiempos de viaje son calculados (ver densidad de rayos en la Figura VI.20b), para luego realizar la inversión (ver Figura VI.20c). Los resultados de este análisis sugieren que es posible estimar, con suficiente confiabilidad, las velocidades para el área confinada por las estaciones.

La inversión tomográfica es aplicada a las FG para el rango completo de frecuencias ([0.8; 4] Hz) y a intervalos de 0.1 Hz. Los resultados para las frecuencias 1 Hz, 2 Hz, y 3 Hz, se muestran en las figuras VI.20d, VI.20e, VI.20f, respectivamente. Estos resultados indican mayores velocidades hacia la parte noreste y el suroeste de la red PV para todas las frecuencias.

La Figura VI.21 muestra un histograma con los residuos temporales para todos los rayos trazados por

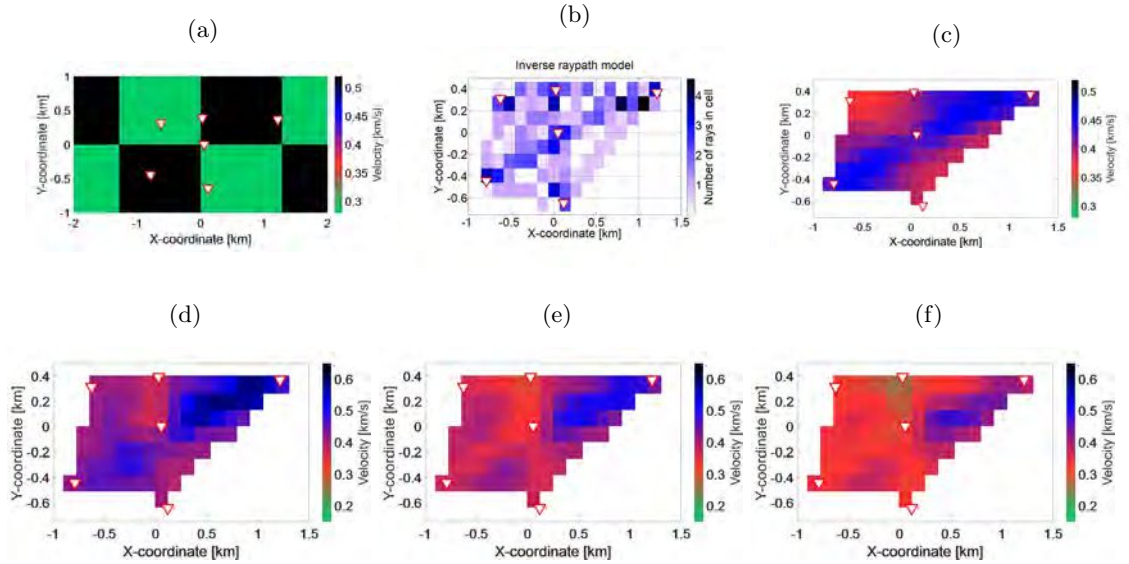


Figura VI.20: Resultados de la aplicación del software PRONTO. (a) modelo de velocidades propuesto para el análisis de “tablero de ajedrez”. (b) Densidad de rayos para las celdas de inversión. (c) Resultados de la inversión del modelo propuesto. (d), (e), y (f) Inversión de las funciones de Green para 1 Hz, 2 Hz, y 3 Hz, respectivamente.

el algoritmo de inversión, es decir, para todos los pares de estaciones y para todas las frecuencias de inversión. Como era esperable, la mayor cantidad de los residuos posee valores cercanos a 0 s. Los menores valores se encuentran para el rango [1; 3] Hz. Sin embargo, para algunas frecuencias, la inversión no se encuentra bien restringida debido a que la reducida cantidad de estaciones implica un número escaso de rayos y de ángulos de incidencia en cada celda de inversión, lo que se traduce en resultados de limitada resolución. A pesar de que los máximos valores temporales de los residuos son cercanos a 1 s, estos representan $\sim 5\%$ de los residuos temporales próximos a 0 s, y son relevantes a las mayores frecuencias utilizadas en la inversión. Se infiere entonces, que los resultados son suficientemente precisos. Un número mayor de rayos con ángulos de incidencia diferentes será necesario para obtener una solución bien restringida y con mayor resolución. Sin embargo, este trabajo provee la primera caracterización confiable de la distribución de velocidades de onda S en el área del CVPP.

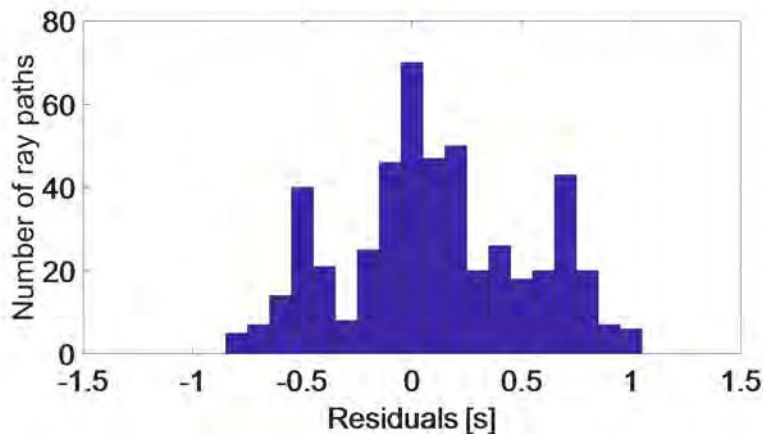


Figura VI.21: Histograma de los residuos temporales para todos los pares de estaciones y todas las frecuencias de la solución tomográfica.

Inversión en profundidad

En base a la metodología desarrollada por [Haney and Tsai \(2017\)](#), se emplean las CDs de ondas superficiales para estimar la distribución de velocidades de onda S en profundidad. En esta aplicación, se adaptan las secuencias de procesamiento para el tratamiento de una grilla de CDs, formada por aquellas

obtenidas de la inversión tomográfica para cada celda. Mediante el uso de un método de inversión no perturbacional de las ondas superficiales (Haney and Tsai, 2015), el cual comprende una regularización por mínimos cuadrados pesados y amortiguados, se obtiene una estimación de las velocidades de onda S, la cual refleja el comportamiento general de la real distribución de velocidades en profundidad. Las perturbaciones en la velocidad de fase de este modelo inicial, aplicadas en cada iteración, corresponden a variaciones de las propiedades de los materiales. En base a las regularizaciones impuestas sobre la solución, con el objeto de alcanzar soluciones confiables (fundamentalmente debido a la cantidad de estaciones disponibles), se obtienen perfiles de velocidad de onda S relativamente suaves. Las figuras VI.22a, VI.22b, VI.22c, VI.22d muestran los resultados de la inversión en profundidad. Los perfiles de velocidad de onda S para todas las celdas (Figura VI.22a) muestran que las variaciones de la velocidad en profundidad son similares entre las celdas, sugiriendo que no existen cambios laterales abruptos de velocidad a las diferentes profundidades. Asimismo, la Figura VI.22a permite interpretar la presencia de dos capas hasta una profundidad de ~ 350 m. La primera se ubica en los primeros 70 m del subsuelo, con velocidades entre 300 y 400 m/s. La segunda, se localiza entre los 70 m y los 350 m, con mayores velocidades de propagación, entre 450 y 570 m/s. Las figuras VI.22b, VI.22c, VI.22d muestran la distribución de velocidades a tres profundidades diferentes (60, 140, y 200 m). Estos resultados indican mayores velocidades hacia el norte y suroeste de la zona estudiada, y menores velocidades en la zona intermedia.

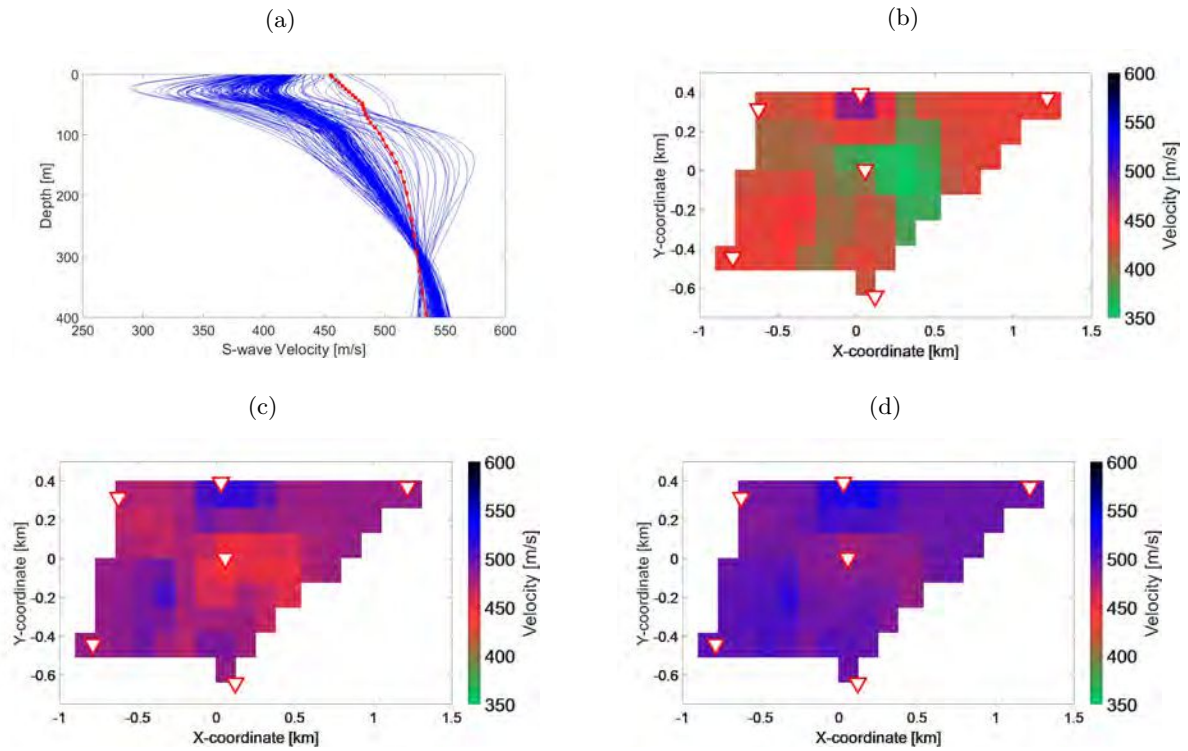


Figura VI.22: Resultados de la inversión en profundidad. (a) Perfiles de velocidad de onda S para cada uno de los puntos de la grilla de inversión. La curva con cuadrados indica el modelo inicial. (b), (c), y (d). Distribución de velocidades para profundidades de 60, 140, y 200 m, respectivamente.

VI.2.3 Interpretación

La información geológica disponible para la zona de estudio (Lemus Hernández, 2010; Tapia Silva, 2010) indica una subsuperficie compuesta por lavas erosionadas y rocas piroclásticas (material basáltico, andesítico, y dacítico) en su parte más superficial (hasta unos aproximadamente 100 m de profundidad), seguido por sedimentos volcánicos andesíticos-basálticos de ~ 200 m de espesor. Estas son las formaciones Volcán Peteroa-Azufre y Cola de Zorro, respectivamente. Estas dos formaciones son interpretadas como las dos capas más superficiales manifestadas en los perfiles de velocidad de onda S para todas las celdas (Figura VI.22a). Estas capas presentarían, a su vez, variaciones laterales de sus propiedades y/o componentes, razón por la cual la velocidad de onda S varía lateralmente (ver figuras VI.22b, VI.22c, VI.22d).

Producto de la limitada información disponible sobre el subsuelo del CVPP, no es posible descartar que la causa de las variaciones laterales de velocidad de onda S se deban a cambios laterales en la litología (variaciones laterales de los materiales del subsuelo dentro de la misma formación, o bien entre formaciones debido a un espesor no homogéneo de las capas), porosidad, fracción de roca saturada, o tipo de fluido de saturación. Las áreas volcánicas generalmente presentan una combinación de porosidades de tipo primaria (en el origen de la roca), y secundaria (por procesos posteriores a su origen), conduciendo a un amplio rango de porosidades, capaces de producir desde leves a grandes variaciones de velocidad sísmica (Zamora et al., 1994). Luego, es necesario un estudio específico de las porosidades relevantes a las diferentes litologías para, al menos, restringir las posibles variaciones de velocidad por esta contribución. Una saturación diferencial en la roca porosa, también puede conducir a variaciones significantes de velocidad (Zamora et al., 1994; Entwisle et al., 2005). Las variaciones de velocidad por porosidad y saturación diferencial son comúnmente estimadas mediante estudios de laboratorio, a frecuencias ultrasónicas. Sin embargo, a estas frecuencias (0.1 a 1 MHz), la energía de propagación es afectada por procesos de scattering y dispersión diferentes de los presentes a las frecuencias típicas en estudios volcanológicos (0.01 a 10 Hz), de manera que las velocidades estimadas representarían únicamente una referencia de aquellas realmente ubicadas en el subsuelo.

Benavente et al. (2016)) y Tassi et al. (2016) exponen la presencia de una serie de manifestaciones termales (manantiales, piletas burbujeantes, y fumarolas) en las zonas aledañas al CVPP. El análisis geoquímico de las muestras tomadas hacia el oeste del área de estudio sugiere un subsuelo saturado por agua. La distribución de la zona saturada posee una estrecha relación espacial con la ubicación de bajas velocidades de onda S, lo que conduce a interpretar que esta saturación puede representar gran parte de la variación de velocidad hacia esta zona. Además, distintos procesos químicos asociados al flujo de fluidos alteran la litología y porosidad de la roca (Pola et al., 2012), de manera que el escenario más probable para el área occidental de la zona de estudio es un subsuelo caracterizado por condiciones particulares de saturación, litología, y porosidad.

Los contrastes espaciales de velocidad de onda S mayoritariamente se preservan a diferentes profundidades, al menos hasta la máxima profundidad resoluble (~ 350 m), lo que conduce a sugerir que el contraste de las características del subsuelo también es relativamente similar en profundidad. Por otro lado, las bajas velocidades se extienden desde el área occidental hacia el centro de la red de estaciones y la sección sur. Este cinturón de bajas velocidades probablemente sea la manifestación de un subsuelo de características (litología, porosidad, saturación y componentes dominantes –agua o gases) similares. Luego, interpretamos las zonas de mayores velocidades, ubicadas hacia el norte y suroeste del área, como zonas con diferentes condiciones litológicas (por causas deposicionales o estructurales), o de porosidad, y/o por una reducción del contenido de agua. Finalmente, resulta claro que estudios geológicos, geofísicos, geoquímicos, y geodésicos son aún necesarios para lograr comprender precisamente las características del subsuelo en el CVPP.

VI.3 Conclusiones

El Capítulo VI consta de la descripción de las bases de datos utilizadas, del flujo de procesamiento seleccionado, de los resultados obtenidos, y las interpretaciones realizadas, de las tres metodologías implementadas en el marco de esta tesis doctoral con el objeto de caracterizar, a distintas profundidades, el subsuelo del CVPP. El presente apartado pretende, no solo resumir las peculiaridades de cada aplicación, sino, además, presentar una interpretación conjunta de los resultados obtenidos por cada una de ellas.

La ISmA es una metodología que permite obtener información sobre las estructuras del subsuelo ubicadas debajo de cada estación, a partir del procesamiento de los registros sísmicos adquiridos por cada una de ellas. Esta información es posteriormente empleada para la interpretación de las características del subsuelo en el área delimitada por las redes de estaciones utilizadas. Los apartados VI.1.2 y VI.1.3 de

esta tesis describen la aplicación de ISmA a sismos locales y regionales y telesismos, respectivamente, registrados durante el año 2012 por las redes de estaciones PV y OVDAS. Cada una de estas aplicaciones comprende un previo acondicionamiento de la señal, cuyo objeto es incrementar la eficiencia del procesamiento en la producción de resultados con la mayor resolución posible. Para ello, resulta clave la adecuada selección de los eventos sísmicos y el intervalo temporal de los mismos a utilizar, así como el rango de frecuencias asociado a la mayor relación señal-ruido. Tanto en la aplicación a eventos locales como regionales y telesismos, se seleccionaron aquellos sismos de fractura que presentan energía sísmica de onda P con incidencia vertical. La autocorrelación de ventanas seleccionadas entre el primer arribo de onda P y el primer arribo de onda S permite la descripción del subsuelo del CVPP. Las profundidades analizadas están limitadas por las frecuencias utilizadas y la longitud temporal de la ventana utilizada.

La aplicación de ISmA a eventos locales sugiere la utilización de tiempos S-P cortos (menores a 3 s) y un rango de frecuencias promedio de $\sim[4, 35]$ Hz, lo que conduce a la interpretación de los reflectores más superficiales del subsuelo (entre los 200 m y 4 km de profundidad), así como la descripción de zonas particularmente heterogéneas (ver Figura VI.7a y VI.7b). Los resultados manifiestan la presencia de dos contactos ubicados en la primera de las unidades geológicas de la zona (Formación Vega Negra); y, a niveles más profundos, aquellos contactos (intra- y entre formaciones) asociados a la presencia de yeso, material que posee una menor densidad que los materiales del entorno atribuyendo una variación vertical de impedancia. Además, el resultado para la estación TEN, estación de longitudes intermedias de la red OVDAS, permite reforzar las observaciones de flujo de fluidos en esta zona cercana a la falla Valle Hermoso. Por último, la estación más occidental de la red OVDAS, CRI, manifiesta la presencia de una zona de posible acumulación de magma, coincidente con lo descrito por el modelo conceptual de subsuelo aportado por Benavente (2010).

La aplicación de ISmA a eventos regionales y telesismos es desarrollada en 3 rangos de frecuencias distintos, $[0.3, 0.8]$ Hz, $[0.8, 2.1]$ Hz, y $[1, 3.2]$ Hz. El primero de ellos, rango de frecuencias más bajo, permite la estimación de las profundidades de los rasgos tectónicos del subsuelo en el área, es decir, límite corteza-manto (43-48 km), discontinuidad intra-litosférica (~ 70 km), techo y base del bloque subductante (~ 120 km y ~ 165 km, respectivamente), límite Litósfera-Astenósfera (250 km), y límite de zona de baja velocidad astenosférica (~ 340 km) (ver Figura VI.13a y Figura VI.14a). Por otro lado, los dos rangos de frecuencias mayores permiten la descripción de las profundidades carentes de arribos dominantes, los que son relacionados con posibles zonas de acumulación de material magmático (ver Figura VI.13b, VI.13c, VI.14b, VI.14c, y Figura VI.13b, VI.23).

La aplicación de IS a los registros de ruido sísmico ambiental adquiridos durante el año 2012 por la red PV permite estimar las velocidades de onda S hasta una profundidad de ~ 350 m. El análisis de las direcciones principales de propagación del campo de ruido ambiental, sumado a la selección de las ventanas temporales con una dirección principal de propagación colineal a cada par de estaciones, permite incrementar la resolución de las funciones de Green de ondas superficiales finalmente obtenidas. En base a los tiempos de arribo de las ondas Rayleigh directas, se construyen las curvas de dispersión, las que son empleadas para obtener mapas espaciales de velocidad de ondas superficiales en función de la frecuencia a través de la aplicación de un algoritmo de inversión tomográfica. Las velocidades obtenidas para los pares de estaciones no solo resultan coherentes entre sí, sino que coinciden con resultados del análisis de las velocidades de propagación de ondas superficiales para el área, a partir del uso de sismos locales. La grilla tomográfica de curvas de dispersión es invertida para obtener la estructura de velocidades de onda S en tres dimensiones. Esta inversión permite inferir la presencia de dos capas. La primera, ubicada hasta los 70 m de profundidad, manifestando velocidades entre 300 y 400 m/s. La segunda capa, extendida al menos hasta una profundidad de ~ 350 m, presenta velocidades de onda S incrementándose en profundidad, desde 450 m/s a 570 m/s. Estas dos capas corresponderían a unidades internas a la Formación Vega Negra. Los perfiles de velocidad de onda S (ver Figura VI.22a) permiten inferir que las zonas de mayor y menor velocidad de onda S son consistentes en profundidad. Si bien la magnitud de los contrastes de velocidad horizontal puede variar para diferentes profundidades, es claro que el signo de los mismos se mantiene para la mayoría de los perfiles, lo que conduce a que el máximo y el mínimo de velocidad no cambien en profundidad. Las mayores velocidades están ubicadas hacia el norte y suroeste del área encerrada por las estaciones, mientras que las bajas velocidades se localizan en la zona intermedia.

La heterogeneidad inherente a este complejo volcánico, en conjunto a la proximidad de zonas de bajas velocidades de onda S con puntos de manifestación de fluidos en superficie, derivó en una interpretación geológica en conjunto. Interpretamos que las variaciones de velocidad en el área son causadas por la contribución de cambios composicionales, estructurales (por ejemplo, fallas), de porosidad, y/o de saturación en la roca porosa. Sin embargo, la limitada información disponible para la zona no

permite realizar una estimación precisa de la contribución de cada uno de estos factores a los valores de velocidad observados. Análisis geoquímicos de las zonas de manifestación de fluidos permiten inferir una subsuperficie localmente saturada por agua (Tassi et al., 2016; Benavente et al., 2016). Las características subsuperficiales (litología, porosidad, tipo de fluido dominante –agua o gas, saturación de la roca porosa) son probablemente similares a lo largo de la zona dominada por bajos valores de velocidad de onda S.

Los resultados obtenidos para las tres aplicaciones descritas, en conjunto con la información disponible del CVPP (desde diversas áreas como la geología, geofísica, geoquímica), posibilitan la construcción de un modelo conceptual de subsuelo hasta profundidades de 400 km. La Figura VI.23 muestra el modelo de subsuelo elaborado hasta profundidades de 50 km. Este modelo propone la presencia de una zonas de acumulación de magma por encima del Moho (43-48 km). El aporte de material desde las profundidades permitiría el suministro de fundido a zonas de acumulación más superficiales (Cembrano and Lara, 2009), particularmente a los ~28 km de profundidad. Entre los 15 y los 24 km de profundidad los resultados sísmicos no manifiestan la presencia de rasgos de material fundido, posiblemente debido al escaso volumen emplazado, o la ausencia del mismo.

Estudios geológicos para la zona (Tapia Silva, 2010) no indican la presencia de magma emplazado a profundidades entre 10 y 15 km; en esta zona, el magma ascendería favorecido por el alto grado de fallamiento. En los primeros 10 km del subsuelo, tanto estudios geoquímicos como los resultados sísmicos obtenidos en esta tesis manifiestan la posible presencia de material fundido desde profundidades algo mayores a 3 km.

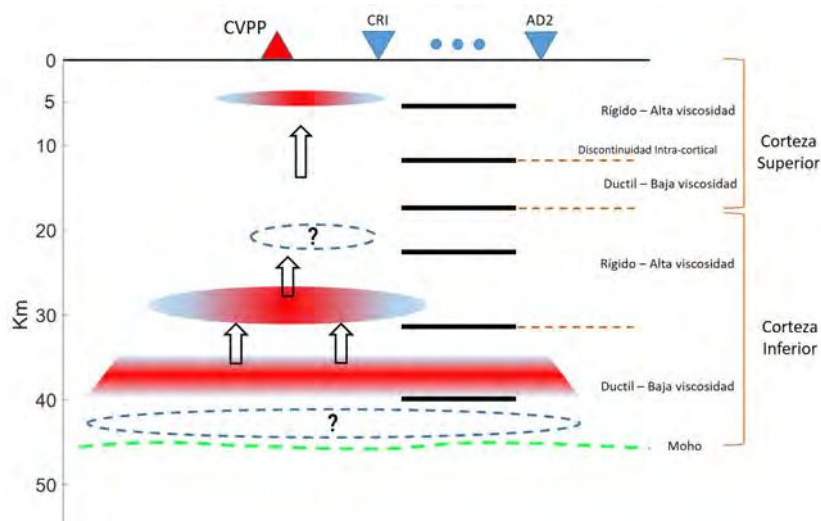


Figura VI.23: Modelo conceptual de las zonas de emplazamiento de fundido magmático en el subsuelo del CVPP, en relación a la estructura de la corteza. Triángulos invertidos identifican la estación más occidental y oriental de las redes utilizadas. Las líneas punteadas refieren a la profundidad promedio de los reflectores del subsuelo interpretados en los resultados sísmicos. Las líneas punteadas corresponden con las discontinuidades interpretadas entre las distintas regiones del subsuelo (Farías et al., 2010; Giambiagi et al., 2012). Las flechas señalan el sentido de flujo del fundido inferido. Un signo de interrogación indica una zona de incertidumbre en la interpretación.

La información suministrada en esta tesis tiene implicancias directas sobre estudios orientados al análisis de riesgo y la realización de pronósticos. La construcción de pronósticos del comportamiento de un sistema magmático es un proceso multidisciplinario basado en estudios analíticos de la actividad volcánica, investigaciones experimentales, modelado teórico de la dinámica magmática, y simulaciones de las señales geofísicas, comportamientos eruptivos, y fenómenos con implicancia de riesgo (Sparks, 2003). Estos estudios requieren de una restricción de los parámetros involucrados (litología, porosidad, estructuras, grado de saturación de fluidos, tipos de fluidos, proximidad de un cuerpo de magma a un reservorio de agua, entre otros), los cuales definen los procesos físico-químicos ocurridos en el área. Por ello, el conocimiento de las características subsuperficiales resulta esencial para un futuro pronóstico preciso del comportamiento de un sistema magmático.

Si bien el CVPP ha desarrollado procesos eruptivos en los últimos tiempos (los últimos en 2010-2011, y 2018-2019), aún no se han realizado pronósticos eficientes de su comportamiento. La principal causa es el

conocimiento insuficiente de su dinámica, geología, propiedades subsuperficiales, y procesos magmáticos. Cabe aclarar aquí, que nuestros resultados no resultan en un aporte directo y explícito sobre el pronóstico de la actividad volcánica en el CVPP. Sin embargo, la información obtenida en esta tesis contribuye al conocimiento del subsuelo de una zona escasamente comprendida. Se espera que nuestros resultados sean empleados en diversos estudios orientados a la caracterización del CVPP y, en un segundo paso, por estudios específicos destinados al análisis de la peligrosidad y mitigación del riesgo de origen volcánico.

Capítulo VII

Seismic characterization at the Planchón-Peteroa Volcanic Complex. *Published articles in English*

VII.1 SI using autocorrelations of local seismic events

Find article attached:

Casas, J. A., D. Draganov, G. A. Badi, M. C. Manassero, V. H. Olivera Craig, L. Franco, M. Gomez, E. Ruigrok (2019). Seismic interferometry applied to local fracture seismicity recorded at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 134-144.

VII.2 SI using cross-correlations of ambient seismic noise

Find article attached:

Casas, J. A., T. D. Mikesell, D. Draganov, S. Lepore, G.A. Badi, L. Franco, M. Gómez (2018). Shallow S-Wave Velocity Structure from Ambient Seismic Noise at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(4), 2183-2198.



Seismic interferometry applied to local fracture seismicity recorded at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile

J.A. Casas^{a,*}, D. Draganov^b, G.A. Badi^c, M.C. Manassero^c, V.H. Olivera Craig^c, L. Franco Marín^d, M. Gómez^e, E. Ruigrok^{f,g}

^a Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, CONICET, Argentina

^b Department of Geoscience and Engineering, Delft University of Technology, the Netherlands

^c Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, Argentina

^d Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS-SERNAGEOMIN), Chile

^e International Center for Earth Sciences, Comisión Nacional de Energía Atómica, Argentina

^f Department of Earth Sciences, Utrecht University, the Netherlands

^g R&D Seismology and Acoustics, Royal Netherlands Meteorological Institute, the Netherlands

ARTICLE INFO

Keywords:

Seismic interferometry by autocorrelations
Planchón-Peteroa Volcanic Complex
Fracture seismicity
Subsurface reflectors

ABSTRACT

Although the Planchón-Peteroa Volcanic Complex (PPVC) has undergone many hazardous eruptions, only a small number of geological, geochemical, and geophysical studies have been performed to describe this active volcanic system. In order to characterize the subsurface structures present at the PPVC, we applied seismic interferometry to fracture seismicity originating in this volcanic complex and along active geologic faults located nearby. We utilized seismic data recorded by two arrays of stations deployed in Argentina and Chile. Nine of these stations (three in Chile and six in Argentina) recorded data simultaneously and were used for this application. Only seismic events with energy arriving (sub) vertically to the stations were chosen for processing. According to the magnitude and the location of the selected seismic events, relocated seismic sources were used for the Chilean stations while, for the Argentine stations, only seismic sources located near that array were used. We obtained seismic evidence of the location of the subsurface reflectors underneath each station using zero-offset reflection responses retrieved from seismic interferometry by autocorrelation of (time windows extracted from) the selected seismic events. Then, applying a comparative analysis between the seismic results and the available geological information, we imaged the shallow subsurface of the area enclosed by the Chilean stations, and also by the Argentine stations. The results are consistent with the available geological information, provide accurate depth values for several subsurface discontinuities, indicate areas of higher heterogeneity, and support the emplacement of a magma body at ~4 km depth from the surface. This work shows the first application of a novel variation of seismic interferometry based on autocorrelations to local-earthquake data recorded in a volcanic area.

1. Introduction

Along the western continental margin of South America, the convergence between the Nazca and the South-American plates has caused the uplift of the Andes. The subduction of the Nazca plate below the continental plate has developed the active volcanic chain situated along much of this deformation zone. This volcanic chain is segmented in four well-constrained volcanic zones: Northern Volcanic Zone (between latitudes 2° N and 5°S), Central Volcanic Zone (14°S – 28°S), Southern Volcanic Zone (SVZ, 33°S and 46°S), and Austral Volcanic Zone (49°S – 55°S). The Transitional Southern Volcanic Zone (TSVZ) is located between latitudes 34.5°S and 37°S (López-Escobar et al., 1995) in the

Southern Volcanic Zone (see Fig. 1). In the TSVZ, the angle of subduction ranges between 30° and 35° approximately, allowing the genesis of magmas at 100 km–200 km depth (Gill, 1981). The active tectonics have caused NW-SE and NE-SW fault systems, which enable ascent and emplacement of magma causing spatial control of calderas, stratovolcanoes, and geothermal activity, and as a consequence, the genesis of the Planchón-Peteroa Volcanic Complex –PPVC (Cembrano and Lara, 2009). The PPVC is constituted by three volcanic structures, i.e., Azufre, Planchón, and Peteroa volcanoes (see location in Fig. 4). The Peteroa is the current active volcano of this volcanic complex; it has been originated by volcanic activity concentrated in several scattered vents (Tormey et al., 1989; Haller et al., 1994). Historical activity

* Corresponding author.

E-mail addresses: acasas@fcaglp.unlp.edu.ar, casasaugusto@gmail.com (J.A. Casas).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.03.012>

Received 27 August 2018; Received in revised form 6 March 2019; Accepted 11 March 2019

Available online 15 March 2019

0895-9811/ © 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

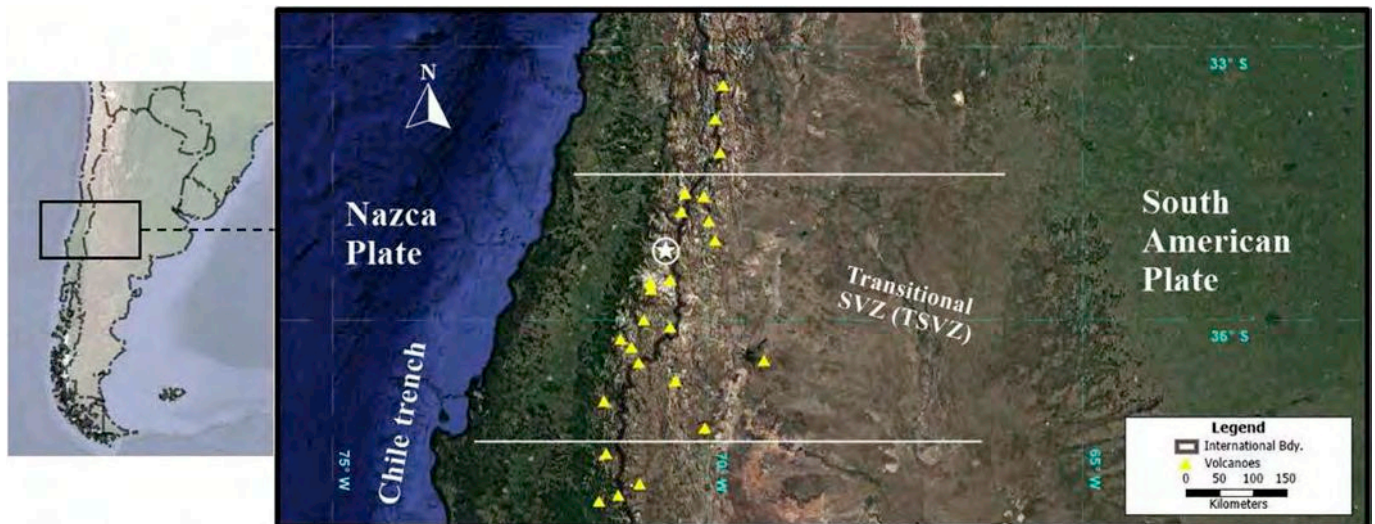


Fig. 1. Location of the study area (left), and tectonic setting, location of the Transitional South Volcanic Zone (TSVZ), and the developed volcanic edifices (right). A white star indicates the Planchón-Peteroa Volcanic Complex (PPVC).

records of Peteroa volcano expose about twenty eruptive events with $VEI \leq 4$ (Haller and Risso, 2011). Based on analyses of the volcanic deposits in the area of the PPVC and those ejected during the ash pulses occurred between August 2010 and July 2011, Naranjo (2012) characterized the observed volcanic activity as indicating a system reactivation. Aguilera et al. (2016) performed analyses of fall deposits and geochemical samples from fumaroles and crater lakes associated to the 2010–2011 eruption period; they integrated this information with eruptive records and satellite data, suggesting two possible mechanisms for the transfer of heat and mass from buried hydrothermal-magmatic reservoirs: the development or reactivation of cracks after the Mw 8.8 Maule earthquake in February 2010, or an instability produced by a reduction of fluid pressure within a shallow reservoir which caused a rupture of the seal zone confining an underlying magma chamber, causing phreatic eruptions.

Based on the geological information available for the area of the PPVC and through geochemical analyses of fluid discharges located at the summit of Peteroa volcano and its surroundings, in addition to remote sensing studies, Benavente Zolezzi (2010) proposed a conceptual model for the first 10 km of the subsurface (see Fig. 2). This model shows highly heterogeneous zones caused by mixing of waters, boiling, and liquid-gas segregation; it also indicates the emplacement of a

magma body at ~ 4 km depth in the eastern flank of the volcano. Benavente Zolezzi (2010) proposed that the interaction of a shallow water reservoir with rocks heated by the shallowest part of the magma chamber (about 4 km depth) could explain the periods of volcanic unrest. Tassi et al. (2016) also analyzed the fluid discharges in the area for the period 2010–2015; the composition of the samples would suggest the presence of two magma batches emplaced at different depths: a shallow dacitic reservoir and a deeper basaltic reservoir. The eastern flank of the Peteroa volcano is characterized by bubbling pools and a shallow aquifer, which is fed by a melting ice cap and infiltrating groundwater. Gases from the bubbling pools are characterized by a small magmatic fluid contribution, which could suggest a proximity to a magma reservoir. The likely presence of magma approaching a sub-surface saturated by water warrants the necessity of studying the area.

Currently, the monitoring of the PPVC is operated by the Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS - SERNAGEOMIN, Chile) which analyze seismic records, GNSS data, and SO_2 measurements. The Argentine side, i.e., the eastern flank, of Peteroa is monitored by two seismic stations, real-time camera observations, and SO_2 and diffuse CO_2 measurements (Raponi et al., 2017; Agosto et al., 2017). This information is available to the local authorities for the development of strategies during periods of volcanic instability. Seismic

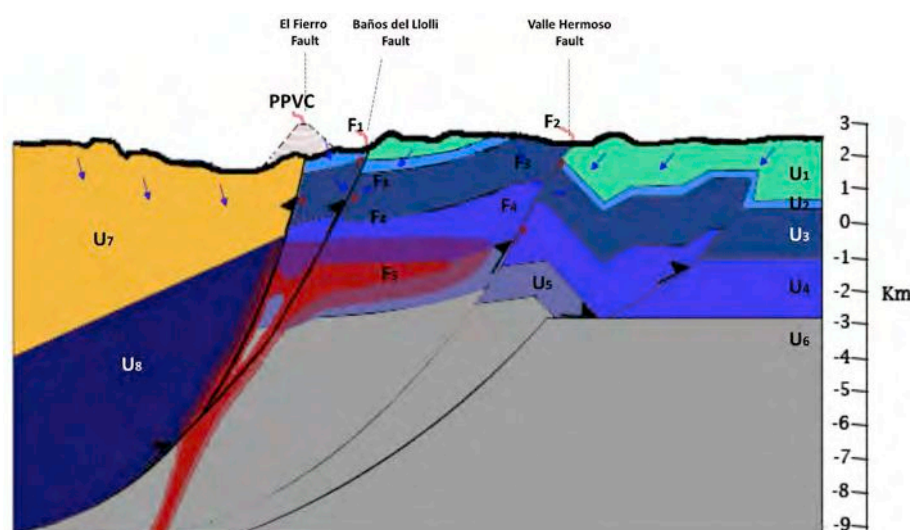


Fig. 2. Conceptual subsurface model for the area of the PPVC. Depth values are related to the mean sea level. U: Lithological Unit. F: Geological Feature. U₁: Vega Negra. U₂: Gypsum layer. U₃: Valle Grande. U₄: Lotena. U₅: Grupo Cuyo? U₆: pre-Jurassic Basement? U₇: Abanico. U₈: Basement. F₁ and F₂: Fumaroles. F₃: Zone of waters blending. F₄: Water boiling and liquid-gas segregation. F₅: Magma body. Modified from Benavente Zolezzi (2010).

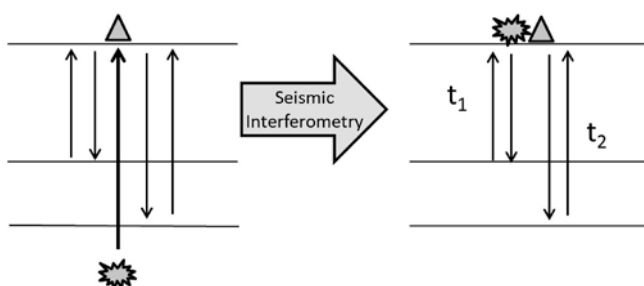
data processing provides knowledge of the structures and the physical processes occurring in the subsurface. Knowledge contributes to the better understanding of this volcanic complex, thus improving decisions and future strategies.

Casas et al. (2014) concluded that, during 2012, Peteroa volcano showed seismic activity with continuous low-energy signals and a large number of transient signals with slightly higher energy. They identified long-period tremor, events associated with fractures, and long-period events related to degassing and hydrothermal phenomena. Based on the large number of identified seismic events per day, the Peteroa active volcanic system showed sustained energy release. The identified and localized events constitute a frame for the development of this work.

New techniques for subsurface characterization and monitoring of dynamic processes have been developed in the last 50 years. One of these techniques is seismic interferometry (SI) - an innovative methodology that can greatly improve the resolution of seismic images compared to classical seismic images (Schuster, 2009). SI is a data-driven method that retrieves a seismic response between two seismic sensors from their seismic records using correlation, coherence, convolution, or deconvolution (e.g., Wapenaar et al., 2008; Vasconcelos and Snieder, 2008a,b; Nakata et al., 2011; Wapenaar et al., 2011). This method is now regularly used in exploration and global seismology with active and/or passive sources, i.e., with artificial sources (dynamite, vibroseis, sledge hammer, etc.) or natural sources (earthquakes, anthropogenic noise, ocean microseisms, etc.). SI basically redatums the wavefields generated by these sources to retrieve virtual-source responses as if one of the sensors were a source. Moreover, SI allows one to extract subsurface information from complicated or random wavefields (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Brenguier et al., 2008; Schuster, 2009), after which the extracted information can be used with traditional seismic methods.

The work of Claerbout (1968) is part of the foundation upon which SI was developed. Claerbout (1968) showed that the autocorrelation of the plane-wave transmission response of a layered subsurface, recorded at the Earth surface, retrieves the reflection response of a virtual source co-located at the receiver (see also Wapenaar et al., 2010). SI by autocorrelation is a very powerful and robust tool, so it is applied with field data in different ways. For example, it was applied to teleseismic and global phases (i.e., waves that propagate across the mantle and mantle + core, respectively, before reaching a station) for crustal imaging on a regional scale (Ruigrok and Wapenaar, 2012; Nishitsuji et al., 2016a,b), to P-waves from microearthquakes for imaging the shallow subsurface of a volcano (Kim et al., 2017), and to ambient-noise measurements (Gorbatov et al., 2013; Boulenger et al., 2014; Oren and Nowack, 2017).

By application of SI by autocorrelation, reflection responses are retrieved which are further used to image the P-wave reflectivity of the shallow subsurface underneath each of the deployed stations. This information contributes to the detection of key features of the subsurface (i.e., the depth of several previously proposed discontinuities, areas of higher heterogeneity, and a zone of supposed magma emplacement), which is essential for an appropriate explanation of the volcanic processes occurring in the area and for reducing the ambiguity in previous studies.



2. Seismic interferometry by autocorrelation

SI by autocorrelation can be used to obtain information about the reflectivity of the subsurface below stations located at the surface. The relation

$$\sum_{\text{sources}} \{ [T(X_A, -t) * s_i(-t) * T(X_A, t) * s_i(t)] \otimes [s(-t) * s(t)]_i \} \approx -R(X_A, -t) + \delta(t) - R(X_A, t) \quad (1)$$

(equations (36) and (37) from Wapenaar and Fokkema (2006) after modification for autocorrelation) establishes that the reflection response $R(X_A, t)$ can be obtained at station “A” located (at X_A) at the top of the subsurface of interest by autocorrelating a plane-wave transmission wavefield $T(X_A, t)$ propagated through a horizontally layered subsurface. The operator “*” denotes convolution, “ \otimes ” indicates deconvolution, and $\delta(t)$ is the Dirac’s delta function. The sources are characterized by a “source time function” (STF) (Yilmaz, 2001). The STF is a transient waveform with a finite duration, which describes the energy release at the rupture as a function of time. Then, the factor $[s(-t) * s(t)]_i$ is the Autocorrelated Source Time Function (ASTF), which is estimated (see Section 4.b. Processing) to deconvolve the true ASTF for each employed source (s_i).

In the light of the theory and applications in Wapenaar (2003) and Ruigrok and Wapenaar (2012), we use the fracture seismicity recorded by stations located in the area of PPVC, which might have been caused by volcanic processes. Equation (1) requires sources inside through the whole stationary-phase area (i.e., the Fresnel zone) for the accurate retrieval of $R(X_A, t)$. Even though most of the seismic variables (e.g., amount of seismic events, their magnitudes, and source properties, even sources caused by volcanic activity) present a wide range of values at convergence subduction-type zones, the distribution of sources in space and time does not completely cover the stationary-phase area. Therefore, events inducing waves with nearly vertical incidence at a station are selected. Because of the choice of incidence energy we make, the vertical component of the records are a good estimate of the P-wave transmission response. We retrieve the reflection response (from here on, $R_i(X_A, t)$) of a virtual source that radiates energy (sub) vertically downwards, co-located with the station at the surface.

Fig. 3 presents a cartoon illustrating the methodology applied in this research. A source in the subsurface releases energy that propagates towards a surface station and thus reflects at the surface before propagating in the subsurface again. In such a way, seismograms are shaped by the arrival of direct waves followed by reverberated waves. The latter are energy that underwent multiple reflections/scattering on discontinuities and heterogeneities in the subsurface or at the surface before arriving at a station. SI isolates these arrivals by removing the paths preceding them (e.g., the direct waves) to obtain information about subsurface reflectors.

3. Data

We use seismic data recorded by stations deployed in Argentina and Chile (see Fig. 4). The Argentine stations were deployed by the MALARRgue project (Ruigrok et al., 2012; Nishitsuji et al., 2014), whose main goal was to image and monitor the subsurface below the Malargüe

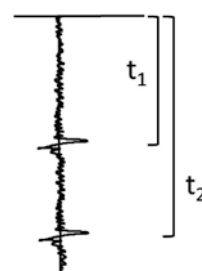


Fig. 3. Effect of application of seismic interferometry by autocorrelation to normal-incidence events in an idealized horizontally layered subsurface. t_1 stands for two-way travel time to the displayed reflectors. The autocorrelation eliminated the common travel path, in this case the direct wave (left), to turn the reverberations (left) into reflections (right).

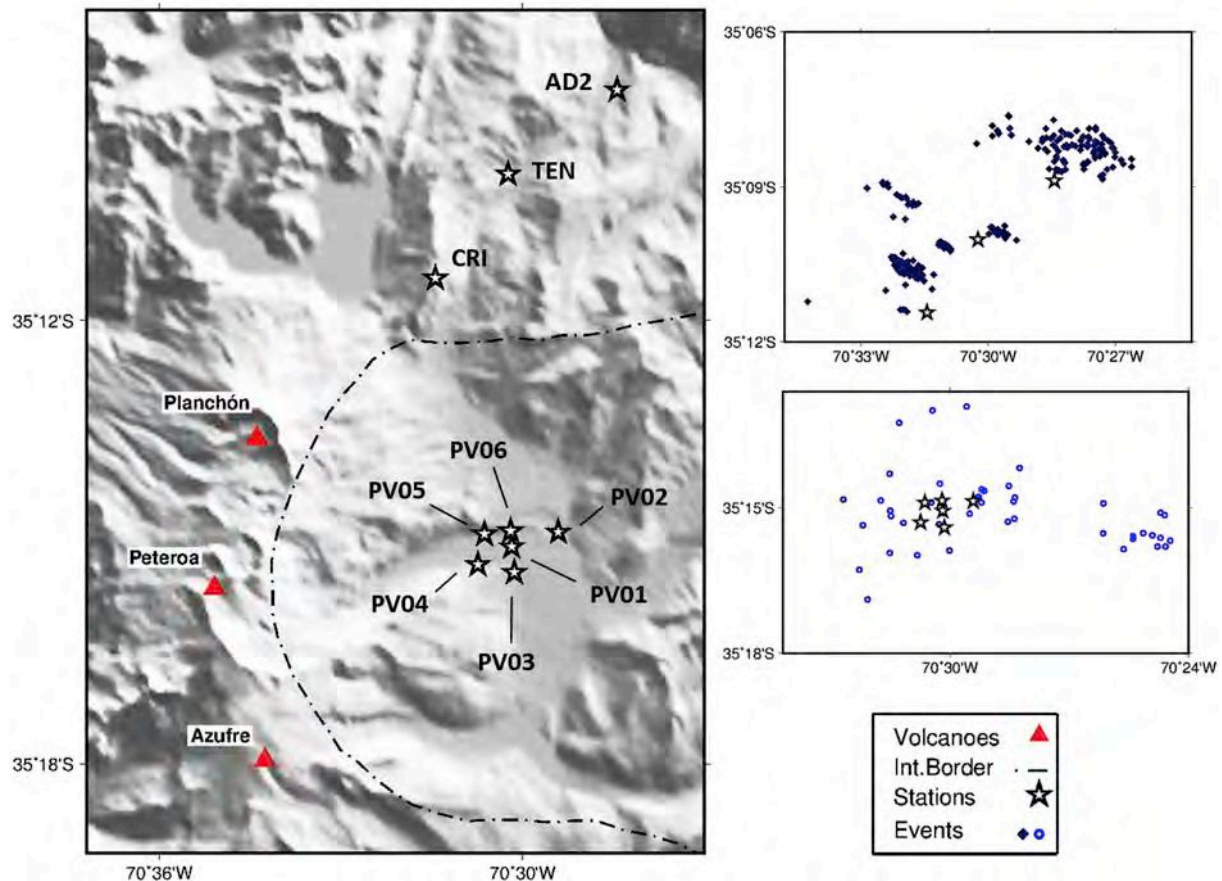


Fig. 4. The Planchon-Peteroa Volcanic Complex and the seismic stations active during 2012 (left plot). At the right, distribution of the selected events previously relocated close to the OVDAS stations (solid diamonds), and those selected events located close to the PV-array (empty circles).

region, Mendoza Province, Argentina. For this project, 38 seismic stations were installed; the data from six of these stations were used in this study (in text, the PV-array). The stations used here were located on the eastern (Argentine) flank of Peteroa volcano from January 2012 to January 2013. They were equipped with 2-Hz 3-component seismic sensors (Sercel L-22).

Another source of data is provided by the Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV, Chile) which is maintained by the OVDAS. The RNVV runs a seismic network on the Chilean side of Peteroa volcano since 2010. OVDAS has a permanent array of broadband (30-s period) 3-component Guralp and Trillium sensors. Three of the OVDAS stations that recorded data simultaneously with the Argentine stations were used for this research.

4. Application and Results

4.1. Pre-processing

In order to apply SI by autocorrelation to P-wave seismic energy, the propagating waves have to arrive vertically (or sub-vertically) at the vertical component of a station. In the case of a subsurface composed of horizontal homogeneous layers, the sources have to be located exactly below the station to get a reliable measurement of the propagation time between the subsurface layers and the station at the surface. In volcanic areas, the heterogeneity of the subsurface is sufficiently high so that the source location is not a critical parameter for the P-wave transmission response to be accurately estimated by the vertical-component records (Fan and Snieder, 2009). Therefore, the selection of sources located near the stations is a satisfactory condition for the application of the proposed methodology. Still, reduced uncertainties in source locations are important to select properly the events to be processed.

The location of seismic events is of great importance to understand active magmatic systems and to determine the extent and evolution of source regions of magmatic energy (Chouet, 2003). Event location is a fundamental component of the conventional activities of worldwide volcano observatories. In particular, since 2010, the OVDAS has applied seismic monitoring on the Chilean side of the PPVC; this information is recounted on public-domain activity reports and on internal-use seismic catalogues.

Independently, based on data recorded by the temporal stations deployed by the MalARRgue Project, Casas et al. (2014) identified and located seismicity from fracturing that originated at PPVC or in active geologic faults located nearby this volcanic complex. Then, based on the location of these seismic sources, we select those suited for application of SI by autocorrelation to the Argentine seismic stations.

Each one of the deployed seismic arrays is characterized by poor azimuthal coverage, leading to high uncertainties in the event location. Therefore, in order to obtain a better estimate of the source locations, Olivera Craig (2018) applied a re-location procedure to the seismicity from fracturing recorded by both arrays in 2012. The relocation scheme was performed by a double-difference algorithm (i.e., HypoDD –Waldhauser and Ellsworth, 2000), based on a velocity model modified from the one developed by Bohm et al. (2002). Their results showed that the sources are distributed in three groups, which are related to specific geological settings in the area, in particular to the fault system responsible for the genesis of this volcanic complex. One of the three groups is close to the Chilean stations, while no relocated sources result near the Argentine stations. Thus, if the fracture events are to be used with SI by autocorrelation, only one of these groups can be used to retrieve the reflection responses at the Chilean stations.

We select the events close to the stations for further application of SI by autocorrelation; this selection was performed by estimation of the

angle of incidence for each event at each of the stations in consideration of P-wave energy in an effective homogeneous-velocity medium, i.e., one whose response in propagation time is analogous to that of the actual heterogeneous subsurface. Provided the errors on the location procedure and the depth of the sources (i.e., peak horizontal and vertical errors of 4.02 and 3.35 km, respectively), angles of incidence less than 20° at a station were accepted for retrieval of the reflection response using SI by autocorrelation. Fig. 4 shows the distribution of the selected relocated events (solid diamonds); this figure also displays the selected seismic events (with circles) whose location was calculated using only the PV-array (Casas et al., 2014). The latter sources were characterized by a lower energy, so they could not be identified on the OVDAS stations. One should note that the closer to the array, the more accurate the location (Husen and Hardebeck, 2010). Thus, for the sources relatively close to the stations of the PV-array, the location uncertainty is also relatively low.

4.2. Processing

We retrieve reflection responses at each of the stations through the application of several processing steps to the vertical-component records of the selected sources. The retrieval procedure comprises an instrument response deconvolution, frequency band-pass filtering, extraction of the time windows to be further processed, energy normalization, autocorrelation, Source Time Function (STF) estimation and deconvolution, and linear stacking (see workflow diagram in Fig. 5).

Seismometers are sensitive to vibrations within a specific range of frequencies, which defines their instrument-response curve. Thus, we apply an instrument-response deconvolution. Short-period and broadband stations have been utilized. The broadband sensors (Guralp 6TD) have a planar response between frequencies 0.033 Hz and 20 Hz, while the short-period (Sercel L22) sensors have a flat response in velocity above 2 Hz. Despite the corner frequency of 2 Hz for the latter, accurate amplitudes are still obtained down to 0.1 Hz, given that the data is corrected for the instrument response (Weemstra et al., 2017).

Based on the comparison of spectral amplitudes of the signal and the background noise, we select the frequency range for processing at each station. Time intervals for background noise and for signal plus background noise are defined per event. For each event, the background noise window corresponds to the 10 s of seismic data previous to the arrival of the P-wave energy; the signal-plus-background-noise window corresponds to the seismic data between the P-wave arrival and the S-

wave arrival. The average signal (noise) spectral amplitudes are estimated for every station (see Fig. 6a, for the PV06 station). As the SNR is similar for the considered events, we average the SNR over events and determine per station the frequency band in which the contribution of the signal is greater than that of the noise; we then use this frequency range further for processing. Table 1 shows the frequency range selected at each of the stations.

Incoherent noise is largely suppressed when applying SI (e.g., Wapenaar et al., 2008; Schuster, 2009). Nevertheless, including relatively noisy data in the processing requires the inclusion of a greater number of records, so the seismic energy related to subsurface reflectors is enhanced. The selection of the frequency range at each of the stations is based on the general spectral characteristics of the group of events selected for every station. If SNR of the events is still low after filtering, we discard these events. As an example, Fig. 6b shows the events finally utilized in the retrieval for the PV06 station.

When the aim is to retrieve arrivals from seismic data that does not comply with the requirement to have separate recordings of P- and S-wave sources for utilization of the approximate SI relations (Wapenaar and Fokkema, 2006; Draganov et al., 2007), artifacts would be retrieved due to cross-talk from correlations between different types of waves (P-, S-, and surface waves). Because of this, a step for suppressing cross terms is required. As we aim to retrieve P-wave reflections, suppression of cross-talk could easily be achieved by selecting for further processing only time windows starting just before the direct P-wave arrival and ending before the arrival of the direct S-wave, i.e., we use the primarily P-wave direct arrival and the P-wave coda.

Equation (1) assumes that the sources have the same energy level. If this is not the case, in the summation process information from weaker sources would be lost. Therefore, normalizing data will equalize the contribution from each event recorded by a station to the same energy level. To achieve this, we apply energy normalization, which scales the data of a selected P-wave window by the vertical-energy flux in that P-wave window.

We aim to retrieve reflections by applying SI by autocorrelation to selected time windows of events identified as having (sub) vertical incidence of the P-wave energy to a station. In the application of Equation (1), a first approximation of the zero-offset reflection response is obtained by (after autocorrelation) the deconvolution of the estimated ASTF in a process that involves a prior analysis of its time-frequency characteristics. We estimate the ASTF per event by taking the times relevant to the main zero-lag lobe. Fig. 7 shows an example of an estimated ASTF and the effect of its deconvolution for one of the events recorded by the PV02 station. As a result of the deconvolution procedure, deconvolved retrieved arrivals close to time 0 s (i.e., the 0 s main lobe and its contiguous monotonously decreasing secondary lobes) are interpreted as most likely artifacts. Because of this, before summation, we taper to zero the times earlier than 0.1 s.

The stationary-phase region (or Fresnel zone) comprises (in our case) a part of a layer/structure from which an arrival in the autocorrelated trace from a selected seismic event will exhibit very small to no time difference among autocorrelated selected seismic events. The final step of Equation (1) is summation over the sources. This process results in constructive interference inside the stationary-phase zone (due to the little to no time difference between events) and destructive interference outside it (Snieder, 2004), thus arrivals from real reflectors are enhanced (Schuster, 2009).

4.3. Results

The application of the workflow described in the previous sections (see Fig. 5) allows us to identify the two-way travel time of the P-wave reflection energy of shallow-subsurface reflectors underneath each of the stations deployed in the area of Peteroa volcano. The heterogeneous nature of the subsurface in the PPVC might blur weak reflection arrivals produced by low-impedance contacts as well as attenuated scattered waves (e.g., diffracted waves). Therefore, in order to obtain a reliable

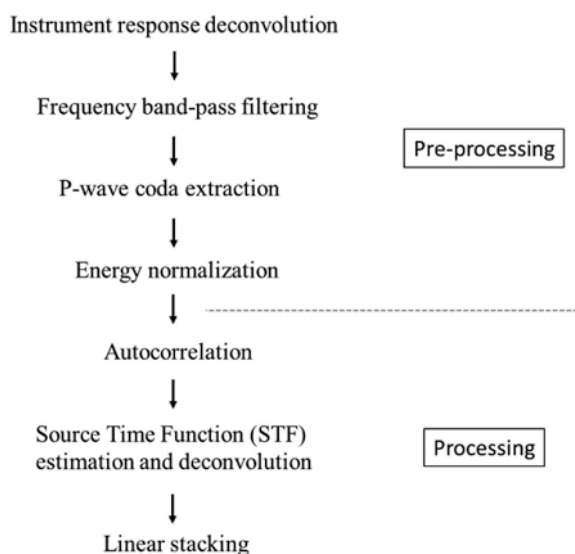


Fig. 5. Pre-processing and processing steps applied to the vertical-component records of previously selected events for each of the used stations.

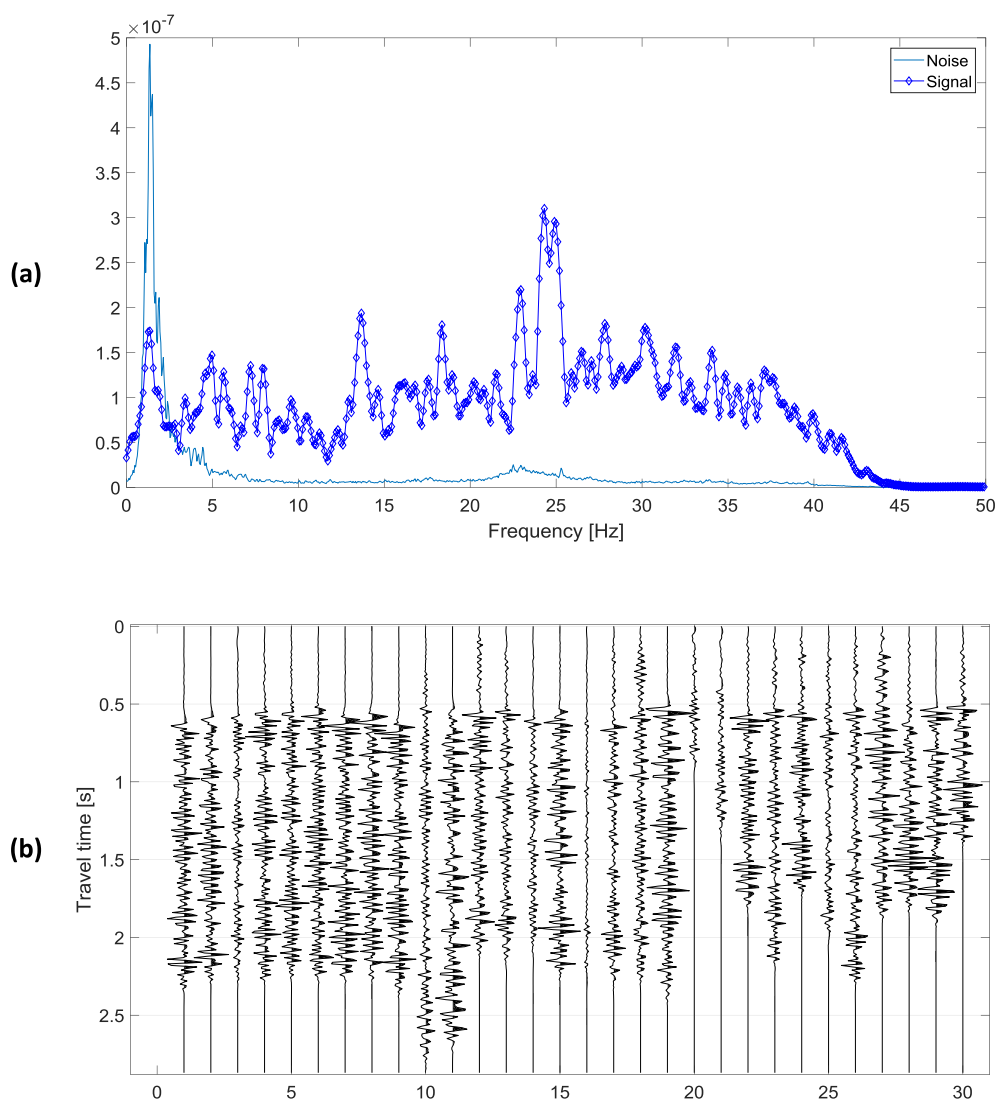


Fig. 6. (a) Average amplitude spectrum of the background noise and signal plus background noise for the P-wave energy of the vertically incident events at the station PV06. (b) Best SNR records for the station used in (a). The spectral amplitude pick at ~ 2 Hz is caused by the volcanic tremor present in the area (Casas et al., 2014).

Table 1

Station location, altitude, and selected processing frequency range.

| Seismic Station | Location | | Altitude [m.a.s.l.] | Frequency band [Hz] |
|-----------------|----------------|-----------------|---------------------|---------------------|
| | Latitude [° S] | Longitude [° W] | | |
| AD2 | 35.148 | 70.474 | 2061 | [2; 40] |
| TEN | 35.167 | 70.504 | 2264 | [3; 25] |
| CRI | 35.1905 | 70.524 | 2909 | [3; 30] |
| PV01 | 35.251 | 70.503 | 2454 | [5; 25] |
| PV02 | 35.2477 | 70.4902 | 2427 | [3; 40] |
| PV03 | 35.2568 | 70.5023 | 2448 | [3; 40] |
| PV04 | 35.255 | 70.5123 | 2474 | [5; 40] |
| PV05 | 35.2482 | 70.5105 | 2495 | [7; 40] |
| PV06 | 35.2475 | 70.5033 | 2476 | [5; 40] |

interpretation of the subsurface underneath each station, only high-amplitude arrivals in the results are interpreted as potential reflectors, even though we expect that several layers are most probably present at other times. As an example, Fig. 8 shows the SI results and the candidates to subsurface reflectors for the CRI station (Fig. 8a) and for the PV01 station (Fig. 8b). The identified features are used further to interpret the subsurface structures of the area.

5. Interpretation and discussion

The SI results per station suggest similar main subsurface structures for the area occupied by the PV-array, and also for the OVDAS array, as expected based on the geological information provided for the area (González and Vergara 1962; Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003; Silvestro et al., 2005; Fock et al., 2006; Giambiagi et al., 2009; Tapia Silva, 2010).

As the obtained results are to be compared to the geological information already available for the area, depth values are required to interpret the subsurface structures. Using the P-wave velocity model employed in the relocation process (see the previous subsection 4.a –Application and Results. Pre-processing), we transform the two-way travel times of the retrieved seismic results to depth values. Despite the fact that more accurate depth values would be obtained if a velocity model would have been developed exclusively for the area enclosed by the stations, the selected P-wave velocity model has shown to provide a good estimate of the velocities for the area as seismic sources are located properly in relation to the known geological features of the area (Olivera Craig, 2018; Volcanic Activity Reports, OVDAS-SERNAGEOMIN, Chile).

The utilized range of frequencies affects the accurate identification of adjacent subsurface layers located close in depth (or, seismic

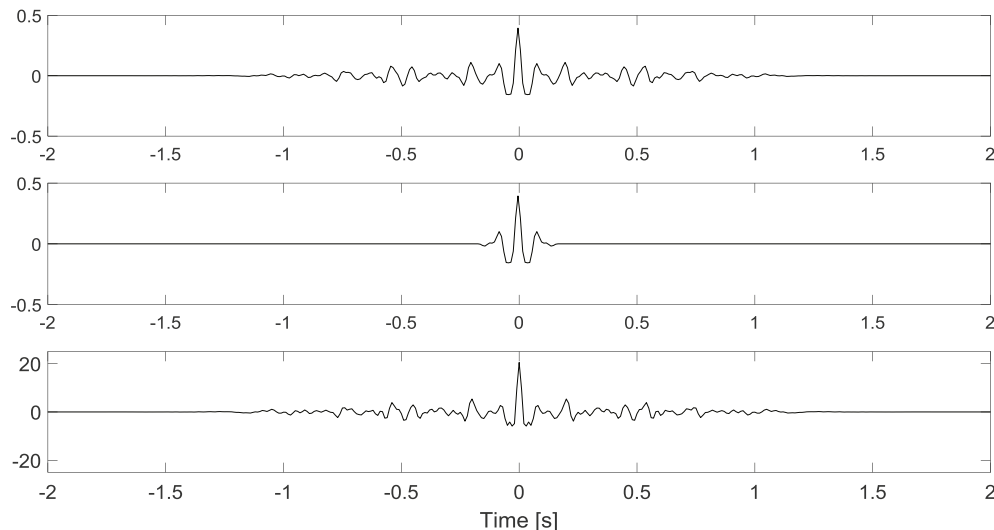


Fig. 7. Example of estimation and deconvolution of the source time function (STF) for one of the processed events recorded by the PV02 station. From top to bottom: Input (autocorrelation) trace, estimated STF, and deconvolved trace.

reflection energy arriving with a small time difference at a station). To interpret two reflectors in a seismic section as separate reflectors, they should be separated by at least $1/4$ of the characteristic wavelength (Widess, 1973). Using the useful range of frequencies for the stations (see Table 1), we take a predominant frequency of 19 Hz. For the P-wave velocity model used for the relocation, the average P-wave velocity at the relevant depths is 5500 m/s. This means that the predominant wavelength is ~ 295 m and, thus, the predominant resolution is 72 m.

The identification of a subsurface reflector comprises an analysis of the amplitudes of the waveform arrivals. A subsurface reflector must fulfill the following criteria: present a high-amplitude arrival in the results (i.e., a local maximum of the absolute values of the waveforms), and agree with the available geological information (i.e., to the estimated depth and slope of the subsurface structures). Note that, provided the (sub) vertical incidence of the P-wave energy, the first requirement we pose constitutes a filter for the attenuated arrivals (i.e., scattered waves and inter-bed multiples), as most of the P-wave energy ($\sim 90\%$) is transmitted through impedance contacts (Shuey, 1985). Then, primary P-wave reflection arrivals are expected to be dominant in the results. Fig. 9 shows the SI results for the stations of each array (i.e., the estimated reflection response, $R_v(t)$) organized according to their location, i.e., from west to east; the shaded areas indicate the reflectors we interpret underneath each station.

We perform a comparative analysis between the depth of the interpreted subsurface structures and those indicated in the conceptual subsurface model proposed for the area of the PPVC (see Fig. 10). This application allows the interpretation of a maximum number of six impedance contrasts down to ~ 4 km depth for each of the arrays. Based on the known geological features of the area and considering the altitude of the stations, Fig. 10 a and Fig. 10 b show the depth (related to the mean sea level) of the interpreted contacts underneath the PV and the OVDAS arrays, respectively (shown previously in Fig. 9); black lines track the same interpreted contact, dashed lines show a higher ambiguity in the interpretation, the height of the rectangles indicate the width of the pulse defining the local-maximum amplitude in the results.

The relatively small inter-station distance allows a joint interpretation of the subsurface structure for the PV array (Fig. 10a). Based on the interpretation rules we set up above, we interpret six impedance reflectors below the PV array, labeled A to F from shallow to deep in Fig. 10 a. In the figure, we see that the reflectors we interpret follow the trend of the proposed geological model. Even though dipping subsurface reflectors decrease the reflection energy arriving at the surface,

they are clearly interpreted in the subsurface of the PV array, suggesting the contacts to be locally horizontal below the stations. We interpret the contacts to be constituted by alternating slanted and horizontal sections.

The results not only support the geological features in the proposed regional model, but they also provide an estimate (local) depth for several geological contacts. The insufficient information about the seismic velocity distribution for the first kilometers of the subsurface impedes an accurate analysis of the impedance contrast. Nevertheless, based on the known lithology of the relevant geological units, their likely velocity values (Kearey and Brooks, 1991), and the limited available information of seismic velocities in the area (Bohm et al., 2002; Casas et al., 2018), we estimate the P-wave velocity distribution in depth. Table 2 describes the lithology and average density for the geological units relevant to the depth of analysis (Benavente Zolezzi, 2010), as well as estimated P-wave velocity values, and impedances. The impedance contrast in depth would explain the reflectors C, D, E, and F, shown in Fig. 10 a. Discontinuities C and D are related to significant amount of gypsum ($\rho = 2.3$ gr/cm³) between the Vega Negra ($\rho = 2.8$ gr/cm³) and the Valle Grande ($\rho = 2.7$ gr/cm³) geological units, E is the contact between the Valle Grande and the Lotena (its shallower section has a density of 2.4 gr/cm³) units, and F is the contact between the shallower section of the Lotena unit and its deeper section ($\rho = 2.8$ gr/cm³). The shallower unit of the area is the Vega Negra, composed of sedimentary rocks. The impedance contrasts A and B would correspond to intra-unit discontinuities. Despite the available geological information states that there should not be high-density contrasts within The Vega Negra unit, sufficiently strong impedance contrasts could result in the retrieved amplitudes due to intra-unit velocity variations. Furthermore, the shallow reflectors will result in more free-surface multiples being present inside the processing time windows chosen for autocorrelation, meaning that retrieved shallow reflections might have relatively stronger apparent amplitude than retrieved deeper reflections, for which only a small number of free-surface multiples might be present in the chosen time windows.

For the OVDAS array, the larger inter-station distance impedes an accurate association of the subsurface features inferred at different stations. Therefore, the interpretation in Fig. 10 b is performed by station. The results of AD2 and TEN stations are consistent to those interpreted for the PV stations, which is expected based on their similar longitudes and the little geological changes in ~ 6 km in latitude for the processing dominant P-wave wavelength (~ 295 m). The AD2 results support the presence of two intra-unit contacts in the Vega Negra unit

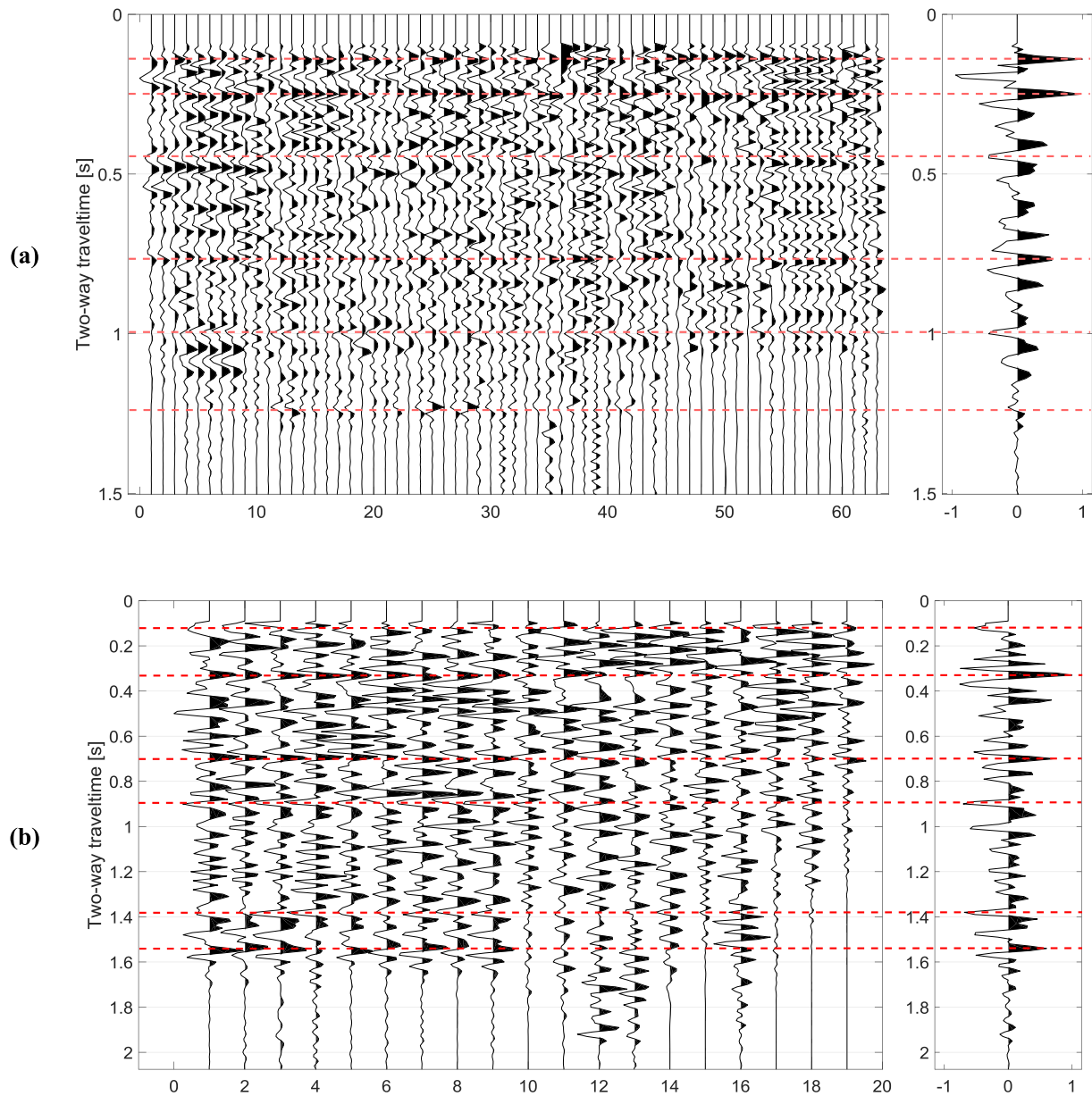


Fig. 8. Pre-stack panel (processed events) and stack for the CRI station (in a) and PV01 station (in b). Vertical axis stands for two-way travel time. Horizontal dashed lines exhibit interpreted main reflectors in the subsurface underneath the station.

(A and B), its contact with the gypsum layer (C), the contact between the latter and the Valle Grande unit (D), and the Valle Grande with the Lotena unit (E).

The TEN results show the presence of the two observed intra-unit contacts (A and B), and the contact between the Vega Negra and the gypsum layer (C). A remarkable feature in the TEN results is the lack of dominant amplitudes for depths greater than 1.8 km. This feature could be caused by a local increase of the slope of the layers in depth, causing the seismic energy to be reflected with an angle instead of (sub) vertically and thus not reaching the station at the surface from these depths. Another factor could be the presence of the Valle Hermoso fault (see in Fig. 2), which provides a local secondary permeability causing a flow of high-temperature fluids through the Valle Grande unit (Benavente Zolezzi, 2010), and, consequently, increasing the intrinsic attenuation of the propagating seismic energy. Furthermore, the vergence of the Valle Hermoso fault favors the fluid flow to the east (Benavente Zolezzi, 2010), providing an asymmetric intrinsic-attenuation effect, i.e., greater to the east. This effect would be greater in the northern part, since the results for the PV array (at the south) are not apparently affected.

The CRI station is the closer one to the Peteroa volcano; its results show new impedance contrasts, i.e., G and F in Fig. 10 b. This figure shows three interpreted reflectors, indicated as G, inside the first unit of the subsurface at the location of the CRI station, the Valle Grande unit. The location of G is characterized by complex geochemical processes comprising separation of cold and hot waters, as well as boiling and segregation of liquids and gases at temperatures around 350 °C (Benavente Zolezzi, 2010). These processes produce local changes in the subsurface conditions, i.e., spatial density variations caused by differential saturation percentages and the nature of the saturating fluid (Pola et al., 2012). Therefore, a change in the subsurface impedance distribution might arise. Furthermore, the shallow location of the Valle Grande at this longitude might favor the identification of intra-unit impedance contrasts. Fig. 10 b also shows two impedance contrasts between 0 and 1 km depth. The presence of the Valle Hermoso fault increases the complexity of the results, and so the ambiguity in the interpretation. We interpret these two impedance contrasts as the contacts between the Valle Grande and the Lotena units (reflector E) and between the shallower and deeper sections of the Lotena unit

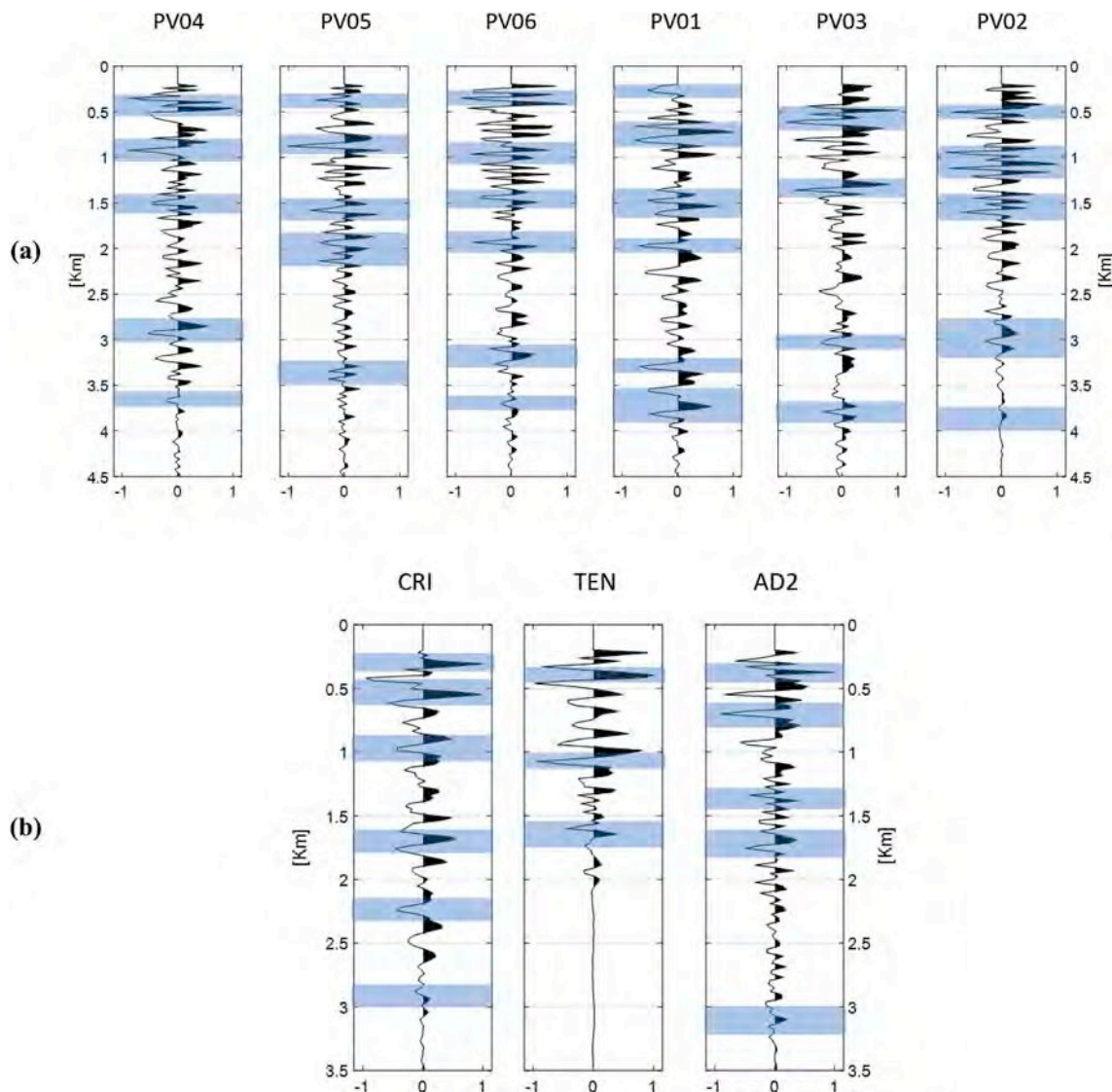


Fig. 9. Potential reflectors interpreted underneath (a) the PV-array and (b) the OVDAS array. Stations are organized according their location, from west to east. Shaded areas exhibit the depth of the interpreted layer contacts below each station. Depth values are referred to the surface at each station location.

(reflector F). Nevertheless, more information is required to confirm this interpretation. The CRI results also evidence a reflector at ~ 4 km depth (from the summit of the volcano, i.e., about -0.2 km a.s.l), i.e., contact H in Fig. 10 b. This feature might be interpreted as the contact between the Lotena and the Grupo Cuyo geological units, in case the contact would be shallower than estimated (Tapia Silva, 2010; Benavente Zolezzi, 2010). Nevertheless, such interpretation is unlikely, as the density and the lithology of these two units would not define a sufficiently high impedance contrast to be detected in the results, provided the frequency range of processing and the depth of the contact. We infer two possible interpretations. One hypothesis is the presence of solidified magmatic material. The density and seismic-velocity variation caused by even a small volume of solidified magmatic material would define an impedance variation sufficiently great to be distinguished in the results. The second hypothesis suggests that the impedance variation is caused by a sufficiently large magma body at depth. Both hypothesis are consistent with the geological model developed for the area (Benavente Zolezzi, 2010). However, complementary research (as, for example, seismic tomography and seismic attenuation studies) are required to accurately understand the detected subsurface reflectors.

One of the advantages of the applied methodology is its simple and invariant implementation for different recording periods, providing

exceptional information to understand the evolution of the magmatic systems at different time scales. Another advantages are: its independence of the amount and distribution of stations, as the workflow is applied station by station; the robustness of the processing sequence because just some minor changes on the workflow are expected to be applied in the case of a different volcano, station distribution, and/or recording period. All these properties make SI by autocorrelation easily exportable to almost every volcano of the world.

6. Conclusions

We used local-earthquake data recorded around the Peteroa volcano by three stations in Chile and six in Argentina to apply seismic interferometry by autocorrelation for retrieval of reflections. As only P-wave energy arriving (sub) vertically to the stations is required for this application, previously relocated events were used for Chilean stations while very local earthquakes had to be used for the stations installed in Argentina. We used the retrieved zero-offset reflection traces to interpret potential reflectors in the subsurface underneath each station. The depth of the reflectors was estimated by the usage of a P-wave velocity model adopted for the previous relocation of the events. These potential reflectors are used to interpret the main subsurface reflecting

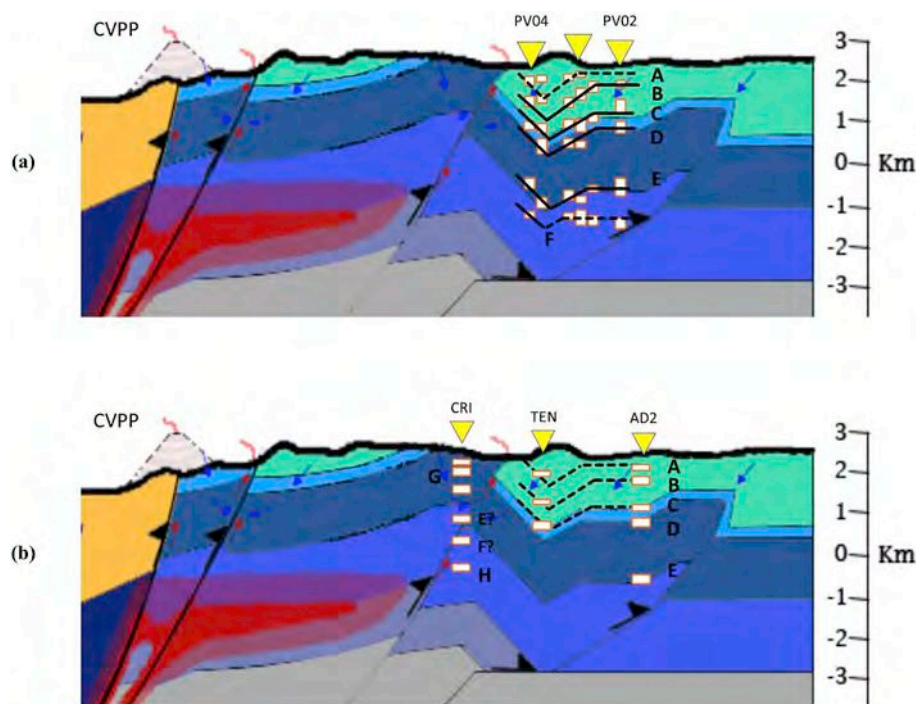


Fig. 10. Subsurface structure interpreted for the area of the (a) PV array and (b) the OVDAS array overlaid on the geological model proposed for the area (Benavente Zolezzi, 2010). Depth values are associated to the mean sea level. A-H indicate the location of the interpreted subsurface contacts. Note that G and H are only labeled in (b). Black lines track the same reflector; dashed lines identify a higher ambiguity in the interpretation; the height of each rectangle is the width of the seismic pulse related to the local maximum amplitude.

Table 2

Lithology and average density of the geological units relevant to the analyzed depths (Benavente Zolezzi, 2010), P-wave velocity estimates (Kearey and Brooks, 1991; Bohm et al., 2002; Casas et al., 2018), and inferred impedances.

| Geological Unit | Lithology | Density ρ (gr/cm ³) | Velocity V (km/s) | Impedance ($\rho \cdot V$) |
|-----------------|---|--------------------------------------|-------------------|------------------------------|
| Vega Negra | Conglomerates and breccia. Sandstone and siltstones embedded | 2.8 | ~1 | 2.8 |
| Gypsum | | ~2.4 | ~3 | 7.2 |
| Valle Grande | Clastic sedimentary rocks, and gypsum with limestone | 2.7 | ~3.5 | 9.5 |
| Lotena | Gypsum with siltstones embedded. | ~2.4 | ~3.5 | 8.4 |
| | Conglomerates, sandstones, clay rocks. Then, limestone, limestone breccia, and sandstone. | 2.8 | ~4.5 | 12.6 |
| Grupo Cuyo | Shale, sandstone, and limestone | ~2.8 | ~4.5 | 12.6 |

boundaries down to about 4 km from the surface. The interpreted subsurface structures are in agreement with previous geological results. We provide an accurate estimation of the depth of the main subsurface layers (i.e., the Vega Negra unit, the gypsum layer, the Valle Grande unit, and the Lotena unit), and also intra-layers in the Vega Negra and Valle Grande units, in three dimensions. Furthermore, our results provide information about the location of heterogeneous areas caused by complex geochemical processes and the location of the Valle Hermoso fault. The results also support the emplacement of a magma body to about 4 km depth at the eastern flank of the active volcano. This study obtained the closest-ever seismic characterization of the subsurface structure to the Peteroa volcano.

Acknowledgments

The authors thank SERNAGEOMIN for providing earthquake data recorded by the OVDAS seismic network. The authors thank IRIS-PASSCAL for providing the seismic equipment deployed in Argentina, and the Argentine Ministry of Science, Technology and Production Innovation for the financial support connected to the transportation of the equipment. The authors also thank Pierre Auger Observatory and the Department of Civil Defense of Malargüe for the help during the data acquisition.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.03.012>.

References

- Aguilera, F., Benavente, O., Gutiérrez, F., Romero, J., Saltori, O., González, R., Agosto, M., Kaselli, A., Pizarro, M., 2016. Eruptive activity of Planchón-Peteroa volcano for period 2010-2011, southern Andean volcanic zone, Chile. *Andean Geol.* 43 (1), 20–46. <https://doi.org/10.5027/andgeoV43n1-a02>. January, 2016.
- Agosto, M., Lamberti, M.C., Núñez, N., Sánchez, H., García, S., Gómez, M., 2017. Primeros datos de desgasificación difusa de CO₂ de la caldera del Volcán Planchón – Peteroa. In: *Proceedings of the XII Meeting of the International Center for Earth Sciences*, vol. 103 ISBN 978-987-1323-49-4.
- Benavente Zolezzi, O., 2010. *Actividad Hidrotermal Asociada a Los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa Y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, 36°S Y 37°S, Zona Volcánica Sur, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile*, pp. 204.
- Bohm, M., Lüth, S., Hechtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P., 2002. The Southern Andes between 36°S and 40°S latitude: seismicity and average velocities. *Tectonophysics* 356, 275–289.
- Boullenger, B., Verdel, A., Paap, B., Thorbecke, J., Draganov, D., 2014. Studying CO₂ storage with ambient-noise seismic interferometry: a combined numerical feasibility study and field-data example for Ketzin, Germany. *Geophysics* 80 (1), Q1–Q13.
- Brenguier, F., Campillo, M., Hadziioannou, C., Shapiro, N.M., Larose, E., 2008. Post-seismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations. *Science* 321, 1478–1481.
- Casas, J.A., Badi, G., Manassero, M.C., Gomez, P., Draganov, D., Ruzzante, J., 2014. Characterization of seismo-volcanic activity in Peteroa volcano, Central Andes Argentina-Chile (July, 2014). *Earth Sci. Res. J.* 18, 335–336 1794-6190.
- Casas, J.A., Mikesell, T.D., Draganov, D., Lepore, S., Badi, G.A., Franco, L., Gomez, M., 2018. Shallow S-wave velocity structure from ambient seismic noise at Planchon-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 108 (4), 2183–2198.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics* 471 (1–2), 96–113.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic

- inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *J. South Am. Earth Sci.* 15 (1), 117–139.
- Chouet, B., 2003. Volcano seismology. *Pure Appl. Geophys.* 160, 739–788.
- Claerbout, J., 1968. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics* 33, 264–269.
- Draganov, D., Wapenaar, K., Thorbecke, J., Nishizawa, O., 2007. Retrieving reflection responses by crosscorrelating transmission responses from deterministic transient sources: application to ultrasonic data. *J. Acoust. Soc. Am.* 122, EL172. <https://doi.org/10.1121/1.2794864>.
- Fan, Y., Snieder, R., 2009. Required source distribution for interferometry of waves and diffusive fields. *Geophys. J. Int.* 179 (2), 1232–1244.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M., 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: inversión de la cuenca de Abanico (33–34 S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 6, 48–55.
- Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P., Orts, S., 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics* 22 (4).
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *J. Struct. Geol.* 31 (12), 1443–1457.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York.
- Godoy, E., Yáñez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics* 306 (2), 217–236.
- González, O., Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago, pp. 24.
- Gorbatov, A., Saygin, E., Kennett, B.L.N., 2013. Crustal properties from seismic station autocorrelations. *Geophys. J. Int.* 192 (2), 861–870.
- Haller, M.J., Risco, C., 2011. La erupción del Volcán Peteroa (35°15'S, 70°18'O) del 4 de septiembre de 2010. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 68 (2), 295–305.
- Haller, M.J., Osters, H.A., Pesce, A.H., Gardini, M., Folgueras, A., 1994. Vulcanostratigrafía reciente y eruptividad del volcán Peteroa. In: *Congreso Geológico Chileno*, N 7, Concepción, Actas 1, pp. 319–323.
- Husen, S., Hardebeck, J.L., 2010. Earthquake Location Accuracy. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis <https://doi.org/10.5078/corssa-55815573>.
- Kearey, P., Brooks, M., 1991. *An Introduction to Geophysical Prospecting*. Blackwell, Boston.
- Kim, D., Brown, L.D., Árnason, K., Ágústsson, K., Blanck, H., 2017. Magma reflection imaging in Krafla, Iceland, using microearthquake sources. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 5228–5242. <https://doi.org/10.1002/2016JB013809>.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean southern Andes basaltic quaternary volcanism (37–46°S). *Rev. Geol. Chile* 22 (2), 219–234. <https://doi.org/10.5027/andgeoV22n2-a06>.
- Nakata, N., Snieder, R., Tsuji, T., Lerner, K., Matsuoka, T., 2011. Shear wave imaging from traffic noise using seismic interferometry by cross-coherence. *Geophysics* 76, SA97–SA106.
- Naranjo, J., 2012. Principales etapas evolutivas holocenas del volcán Planchón y su reactivación relacionada al megasismo del 27 de Febrero de 2010. In: *Congreso Geológico Chileno*, pp. 440–441 (No. 13).
- Nishitsuiji, Y., Ruigrok, E., Gomez, M., Draganov, D., 2014. Global-phase H/V spectral ratio for imaging the basin in the Malargüe region, Argentina. *Seismol. Res. Lett.* 85, 1004–1011. <https://doi.org/10.1785/0220140054>.
- Nishitsuiji, Y., Rowe, C., Wapenaar, K., Draganov, D., 2016. Reflection imaging of the moon's interior using deep-moonquake seismic interferometry. *J. Geophys. Res. Planets* 121, 695–713. <https://doi.org/10.1002/2015JE004975>.
- Nishitsuiji, Y., Ruigrok, E., Gomez, M., Wapenaar, K., Draganov, D., 2016a. Reflection imaging of Aseismic zones of the Nazca slab by global-phase seismic interferometry. *Interpretation* 4 <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0225.1>. SJ1-SJ16.
- Olivera Craig, 2018. Relocation of Fracture Seismicity in Planchón-Peteroa Volcanic Complex through Optimization of the Arrival-Times Identification and Joint Location Techniques. Graduate Thesis. FCAGLP-UNLP, Argentina.
- Oren, Can, Nowack, Robert L., 1 January 2017. Seismic body-wave interferometry using noise autocorrelations for crustal structure. *Geophys. J. Int.* 208 (1), 321–332. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw394>.
- Pola, A., Crosta, G., Fusi, N., Barberini, V., Norini, G., 2012. Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks. *Tectonophysics* 566, 67–86.
- Raponi, M., García, S., Gómez, M., Agosto, M., 2017. Mediciones remotas de SO₂ en el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, empleando un sistema DOAS portable. In: *Proceedings of the XII Meeting of the International Center for Earth Sciences*, vol. 83 ISBN 978-987-1323-49-4.
- Ruigrok, E., Wapenaar, K., 2012. Global-phase seismic interferometry unveils P-wave reflectivity below the Himalayas and Tibet. *Geophys. Res. Lett.* 39, L11303. <https://doi.org/10.1029/2012GL051672>.
- Ruigrok, E., Draganov, D., Gomez, M.P., Ruzzante, J., Torres, D., Lopes Pumarega, I., Barbero, N., Ramires, A., Castano Ganan, A.R., van Wijk, K., Wapenaar, K., 2012. Malargüe seismic array: design and deployment for the temporary array. *Eur. Phys. J. Plus* 127. <https://doi.org/10.1140/epjp/i2012012126-7>.
- Schuster, G.T., 2009. *Seismic Interferometry*. Cambridge Univ. Press 13.978-0-511-54011-0.
- Sens-Schönfelder, C., Wegler, U., 2006. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophys. Res. Lett.* 33, L21302.
- Shuey, R.T., 1985. A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics* 50 (4), 609–614.
- Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F., Brinkworth, W., 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35–36 S, Malargüe. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 60 (4), 627–643.
- Snieder, R., 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase. *Phys. Rev. E* 69 (4). <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610>.
- Tapia Silva, F., 2010. Análisis estructural del sector Occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35°18' y 35°23'S), Región del Maule, Chile. Universidad de Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile.
- Tassi, F., Aguilera, F., Benavente, O., Paonita, A., Chiodini, G., Caliro, S., Agosto, M., Gutierrez, F., Capaccioni, B., Vaselli, O., Kaselli, A., Saltori, O., 2016. Geochemistry of fluid discharges from Peteroa volcano (Argentina-Chile) in 2010–2015: insights into compositional changes related to the fluid source region(s). *Chem. Geol.* <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.04.007>. 2016.
- Torney, D.R., Frey, F.A., Lopez-Escobar, L., 1989. Geologic history of the active Azufre-Planchón-Peteroa Volcanic Center (35°15'S, southern Andes) with implications for the development of compositional gaps. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 44 (1–4), 420–430.
- Vasconcelos, I., Snieder, R., 2008a. Interferometry by deconvolution, Part 1 - theory for acoustic waves and numerical examples. *Geophysics* 73 (3), S115–S128.
- Vasconcelos, I., Snieder, R., 2008b. Interferometry by deconvolution, Part 2 - theory for elastic waves and application to drill-bit seismic imaging. *Geophysics* 73, S129–S141.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90 (6), 1353–1368.
- Wapenaar, K., 2003. Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response. *Geophysics* 68, 1756–1759.
- Wapenaar, K., Fokkema, J., 2006. Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics* 71 (4). <https://doi.org/10.1190/1.2213955>. July–August 2006.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Robertsson, J.O.A., 2008. *Seismic interferometry: history and present status*. Geophysics Reprint Series SEG 26 (Tulsa).
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., Verdel, A., 2010. Tutorial on seismic interferometry. Part I: basic principles and applications. *Geophysics* 75, 75A195–75A209. <https://doi.org/10.1190/1.3457445>.
- Wapenaar, K., Ruigrok, E., van der Neut, J., Draganov, D., 2011. Improved surface wave retrieval from ambient seismic noise by multi-dimensional deconvolution. *Geophys. Res. Lett.* 38, L01313.
- Weemstra, K., Draganov, D., Ruigrok, E., Hunziker, J., Gomez, M., Wapenaar, K., 2017. Application of seismic interferometry by multidimensional deconvolution to ambient seismic noise recorded in Malargüe, Argentina. *Geophys. J. Int.* 208, 693–714. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw425>.
- Widess, M.B., 1973. How thin is a thin bed. *Geophysics* 38, 1176–1180.
- Yilmaz, O., 2001. *Seismic Data Analysis*, second ed. SEG Publishing, Tulsa, OK.

Shallow *S*-Wave Velocity Structure from Ambient Seismic Noise at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile

by José Augusto Casas, T. D. Mikesell, D. Draganov, S. Lepore,
G. A. Badi, L. Franco, and M. Gómez

Abstract We applied the seismic interferometry technique to characterize the sub-surface velocities of the Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile, down to a depth of about 350 m. Ambient seismic noise data were recorded by an array of six stations deployed in the eastern flank of the current active volcano of this volcanic complex—the Peteroa. To ensure retrieval of accurate surface-wave Green’s functions, we analyzed the directivity of the recorded ambient noise and then selected the noise windows containing source directions in line with the stationary-phase area for each station pair. Then, we obtained dispersion curves and further utilized them for the estimation of the *S*-wave velocity profile for the area enclosed by the stations.

We inferred two layers above the investigation depth limit. In the first 70 m, a low-velocity layer (300–400 m/s) is present, which is followed by a higher velocity layer (450–570 m/s) down to, at minimum, a depth of about 350 m. Higher velocities are observed at the northeast and the very southwest of the area under investigation, and lower velocities are observed between these areas. The *S*-wave velocity structure is consistent with the known near-surface lithologies of the area. The results along the western side of the area corroborate previous results obtained from geochemical studies. Velocity variations in the area are potentially caused by changes in lithology, porosity, and water saturation. This work contributes to the understanding of the sub-surface of Peteroa volcano and provides useful information to the authorities for decision-making. Furthermore, these results are expected to be used by studies preceding risk analysis and hazard-assessment investigations.

Introduction

In active volcanic areas, one of the main goals of local governments and the scientific community is to reduce the risk experienced by nearby populations (Loughlin *et al.*, 2015). This goal is achieved mainly through accurate monitoring of the dynamic volcano system. In particular, seismic monitoring could increase the knowledge of the subsurface properties and structures, which improves the forecasting performed by volcano observatories. This forecasting, in turn, influences the strategies adopted by the authorities.

The Planchón-Peteroa Volcanic Complex (PPVC; 35.24° S, 70.57° W, and 3603 m.a.s.l.) is located in the Andes, along the Argentina–Chile border (see Fig. 1). In particular, PPVC is located in the Transitional South Volcanic Zone, a region characterized by an angle of subduction ranging approximately between 30° and 35°, providing appropriate temperature and pressure conditions on the subducting plate for the development of magmas at depths between 100 and 200 km (Gill, 1981). In this area, northwest–southeast and northeast–southwest fault systems enable ascent and emplacement of magma, as well as spatially constrain the location of

calderas, stratovolcanoes, and geothermal activity, and, as a consequence, the genesis of the PPVC (Cembrano and Lara, 2009).

During the last 7000 yrs, volcanic activity was concentrated in several scattered vents, which gave rise to Peteroa volcano (Tormey *et al.*, 1989; Haller *et al.*, 1994). Historical activity records of Peteroa volcano expose about 20 eruptive events, most of them weak. Based on analyses of the tephra deposited in the area of the PPVC, Naranjo (2012) characterized the observed volcanic activity between 4 September and November 2010 as an indication of a system reactivation. Currently, a hydrothermal system fed by a melting ice cap and infiltrating groundwater is present in the area of PPVC. The interaction of this system with rocks heated by the shallowest part of the magma chamber (about 4 km depth) could explain the periods of volcanic unrest (Bena-vente Zolezzi, 2010). Aguilera *et al.* (2016) characterized the physical processes that occurred during and after the eruptive period 2010–2011 by means of an analysis of fall deposits and geochemical samples from fumaroles and crater

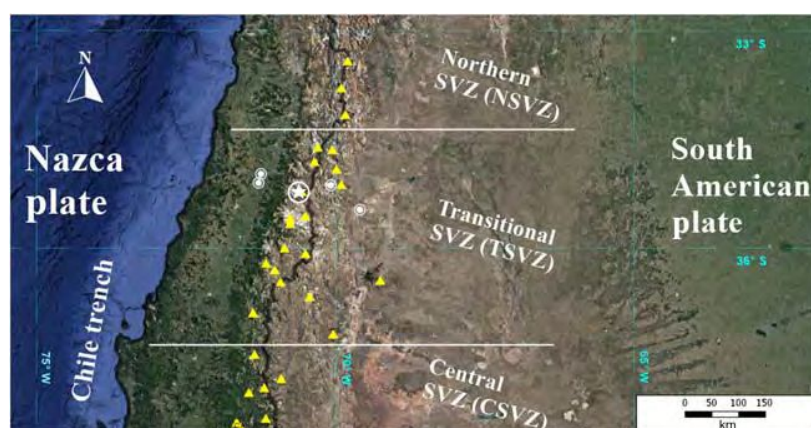


Figure 1. Northern section of the South Volcanic Zone (SVZ) and the developed volcanic edifices. The white star indicates the Planchón-Peteroa Volcanic Complex (PPVC). The white dots show the location of populated and touristic points approaching the volcanic complex. The Chile–Argentina international border is indicated with a thick contour. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

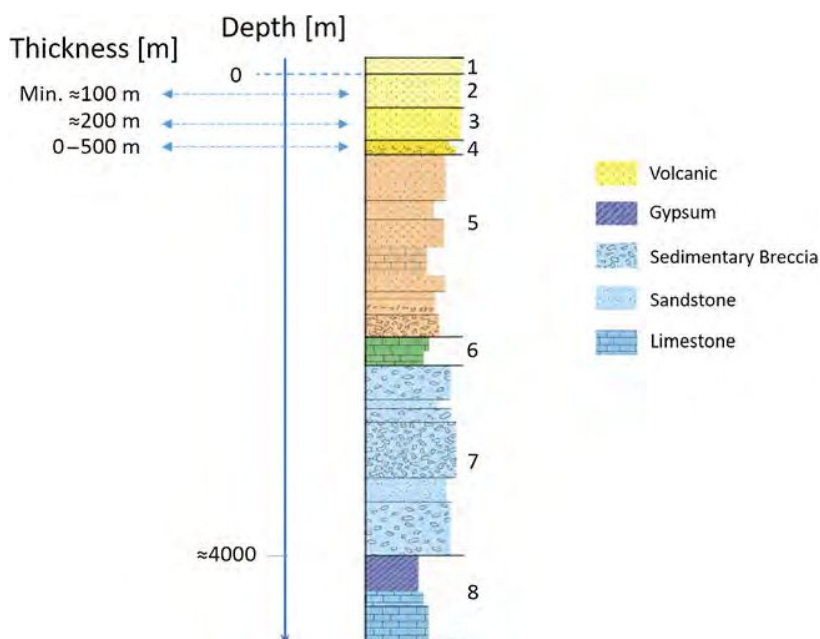


Figure 2. Stratigraphic column for the area of the PPVC. Units: 1, Loma Seca; 2, Volcán Peteroa-Azufre; 3, Cola de Zorro; 4, Estratos del Colorado; 5, Abanico; 6, Debia; 7, Rio Damas; and 8, Valle Grande. The thicknesses and identification of the layer exposed at the surface of the area (0 m depth) are from [Tapia Silva \(2010\)](#) and [Lemus Hernandez \(2010\)](#). Modified from [Lemus Hernandez \(2010\)](#). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

lakes. They suggest two possible physical mechanisms that caused the 2010–2011 volcanic unrest: the development or reactivation of cracks after the M_w 8.8 Maule earthquake in February 2010, which caused the escape of fluids and heat from a shallow magmatic-hydrothermal reservoir; or an instability produced by a reduction of fluid pressure within the shallow reservoir could have caused a rupture of the seal zone

that confined an underlying magma chamber, causing phreatic eruptions ([Fournier, 2007](#)).

[Lemus Hernandez \(2010\)](#) characterized the geology in the area of the PPVC and provided a general stratigraphic column down to ~5 km depth (see Fig. 2). From the shallowest stratigraphic units, those relevant to our study area are the Volcán Peteroa-Azufre unit and the Cola de Zorro formation. The first is exposed at the surface of the studied area ([Tapia Silva, 2010](#)); it is composed of eroded lavas and pyroclastic rocks (basaltic, dacitic, and andesitic material) deposited in a layer of variable thickness (a minimum of ~100 m). The next unit is the Cola de Zorro formation, a layer ~200 m thick composed of andesitic–basaltic volcanic material.

[Tassi et al. \(2016\)](#) analyzed the fluid manifestations at the summit and surrounding the Peteroa volcano for the period 2010–2015. They propose that the composition of the geochemical samples is induced by the presence of two magma batches emplaced at different depths; that is, a shallow dacitic reservoir and a deeper basaltic reservoir. Depending on the date of the measurements, the composition of the samples collected at the summit related to one or the other of the magmatic sources emplaced below. Bubbling pools and a shallow aquifer fed by water vapor condensation and rain and glacier melting are present on the eastern flank of the PPVC. Gases from the bubbling pools are characterized by a small magmatic fluid contribution, which could suggest a proximity to a magma reservoir. The likely presence of magma approaching a subsurface saturated by water warrants study of the area.

Currently, Peteroa volcano and its nearby surroundings are being monitored by permanent seismic stations, real-time camera observations, Global Navigation Satellite System, SO_2 , and diffuse CO_2 measurements (Volcanic Activity Reports, Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, Chile; [Agusto et al., 2017](#); [Raponi et al., 2017](#)). This information is directly available to the local municipality, which would help facilitate timely decisions about the general condition of volcanic activity, the information to be distributed to scientists and the community, the assignments to personnel, and the deployment of extra recording instruments, among other decisions. Knowledge of the structures and processes

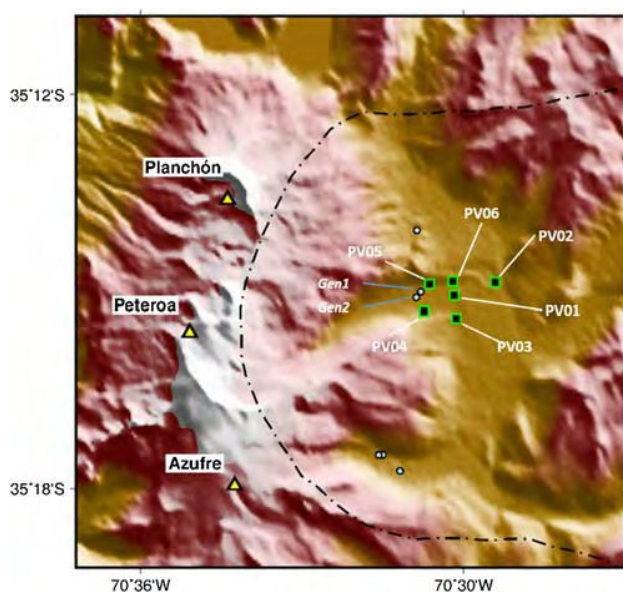


Figure 3. Station distribution (squares) and their names (PV01–PV06) in relation to the main volcanic features of the PPVC (triangles). The Chile–Argentina international border is displayed with a dashed line. The circles indicate points of thermal manifestations (based on Benavente *et al.*, 2015, and Tassi *et al.*, 2016). In particular, the name of those points approaching the PV-array (Gen1 and Gen2) were included. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

occurring in the subsurface, via seismic observations, will further contribute to the interpretation of this volcanic complex, thus aiding the above-mentioned decisions.

To investigate the subsurface structure and develop an understanding of possible subsurface phenomena, we imaged the seismic velocity structure in the area using ambient-noise tomography. Ambient-noise tomography is a widely-used tool in volcanic environments (e.g., Brenguier *et al.*, 2007; Stankiewicz *et al.*, 2010; Escudero and Bandy, 2017). This method applies seismic interferometry (SI) to recorded ambient noise to retrieve (ballistic, i.e., direct) surface-wave arrivals between station pairs. The retrieved arrivals are then used for an interstation tomography between all station pairs. We use ambient-noise seismic data recorded by stations deployed at the Argentinian flank of the Peteroa volcano (see Fig. 3) to retrieve the *S*-wave velocity distribution for the area enclosed by the stations. From January 2012 to January 2013, the temporary MalARRgue network (Rui-grok *et al.*, 2012; Nishitsuji *et al.*, 2014) recorded data at 38 seismic stations in the Malargüe region, Mendoza Province, Argentina. The main goal of this project was to image and monitor the subsurface below the region. Six of these stations (hereafter, the PV-array) were located near the international border; that is, along the eastern flank of the Peteroa volcano, and thus selected for this study. The PV-array stations consist of short-period (2 Hz) three-component Sercel L-22 sensors. The close distribution of the PV-array (i.e., an interstation distance ranging between 0.4 and 2.1 km) provides high

coherency for the recorded signals among the stations, which is essential to ensure the accuracy of the results.

Theoretical studies have shown that the cross correlation of wavefields at two receivers can provide an estimate of the Green's function (GF) for propagation in the subsurface between these receivers (e.g., Snieder, 2004; Wapenaar and Fokkema, 2006). This technique has been called SI (Schuster, 2009). Diffuse wavefields such as coda waves from seismic events (Campillo and Paul, 2003) or long seismic noise records (Shapiro and Campillo, 2004) are used to estimate the surface-wave part of the GF. This information is then used with traditional methods developed for inversion of surface-wave data to characterize the subsurface. Surface-wave group velocities can be retrieved as a function of frequency and subsequently inverted to estimate the *S*-wave velocities as a function of depth (Bensen *et al.*, 2008).

The assumption of a diffuse noise wavefield is not always appropriate (Godin, 2006; Mulargia, 2012). In many practical situations, noise wavefields show clear evidence of dominant directions of propagation, that is, directionality. The directionality could affect the constructive interference of energy from inside the stationary-phase area (i.e., the Fresnel zone), which contributes to the retrieval of the GF, and the destructive interference from outside that area (Snieder, 2004). The incomplete destructive interference of contributions from sources located outside the stationary-phase area for a station pair leads to the presence of spurious events in the retrieved GFs (e.g., Xu and Mikesell, 2017). In the case of nonisotropic noise, proper selection of the noise sources to be used for processing is crucial for a correct estimate of the propagation velocities (Wapenaar and Thorbecke, 2013).

The noise-wavefield directionality varies with frequency; for the higher frequencies, the spatial and temporal variability of the seismic sources could be more complex. Several studies (e.g., Halliday *et al.*, 2007; Picozzi *et al.*, 2009) have shown the applicability of SI to a frequency range higher than that conventionally used for regional- and global-scale studies (i.e., the primary [0.05–0.08 Hz] and secondary microseism [0.1–0.16 Hz]). Thus, we overcome the issue of directionality of the noise sources by selecting time periods for which the seismic noise energy predominantly arrives from the expected stationary-phase area for each station pair, and apply SI to these selected times.

Here, we aim to contribute to the knowledge of the subsurface at PPVC. Using the records of ambient seismic noise, we retrieved the surface-wave part of the GFs, and from that estimate the surface-wave group velocity distribution in the area enclosed by the stations. A depth inversion is applied to provide the distribution of the *S*-wave velocities with depth. Finally, a geological interpretation is performed based on the *S*-wave velocity results, the available lithological information, and the fluid manifestations in the studied area.

Data Processing

Because short-period (2 Hz) stations were utilized, the deconvolution of the instrument response constitutes the first step of the processing procedure. Despite the corner frequency of 2 Hz, comparative analyses with broadband sensors prove that accurate amplitudes are still obtained down to 0.1 Hz, given that the data are corrected for the instrument response (Weemstra *et al.*, 2017). Therefore, we deal with accurate ground velocity spectral amplitudes, which allows us to carefully select the frequency range for further processing of the data and to perform the polarization analysis; these two processing steps are detailed below in this section. Because the data were recorded by the same type of instruments, a correction for the instrument response is not necessary for the computation of the cross correlations. Nevertheless, the instrument response was corrected, and we proceeded to use the deconvolved traces also for the computation of the cross correlations because the obtained dispersion curves (DCs) do not suffer from such processing.

To retrieve an accurate estimate of the desired parts of the GFs, all the noise sources must be illuminating the stations with equal energy levels (Draganov and Ruigrok, 2015). If this is not the case, information from weaker sources is lost in the averaging process, thus creating illumination gaps and resulting in erroneous GF retrieval. Therefore, normalizing the amplitude of the recorded noise will homogenize the energy contributions. Similarly, the presence of recurrent narrowband sources can deteriorate the cross correlations and consequently the estimated GFs (Bensen *et al.*, 2007). To overcome these issues, we applied a time–frequency spectral normalization (Shen *et al.*, 2012).

We performed spectral analysis to select the useful frequency range. For this, we computed functions of power spectral density (PSD). Only a limited range of wavelengths can be used for an accurate estimation of the GFs (Bensen *et al.*, 2007; Picozzi *et al.*, 2009). For each station pair, we used wavelengths shorter than the interstation distance. Based on the PSD values between the different frequency bands and the interstation distances, the frequency band between 0.8 and 4 Hz was selected. As an example, Figure 4 shows the PSD for one of the stations (PV06) for 45 days (1 March–16 April 2012). The general spectral features are similar over the stations and roughly sustained over the entire recording period (Casas *et al.*, 2014).

Several seismic sources located in the area of the PPVC influence the noise records at the stations. The origin of the main noise sources present near the studied area may be related to tectonic seismicity, ocean waves, meteorological effects, volcanic processes, running brooks, and anthropogenic activity. The seismic energy from these contributions changes in space and time, particularly when the working range of frequencies of interest is higher than that commonly used in seismology for regional-scale tomographic studies (less than 1 Hz, Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006; Picozzi *et al.*, 2009). An in-depth analysis of the types of sources present in

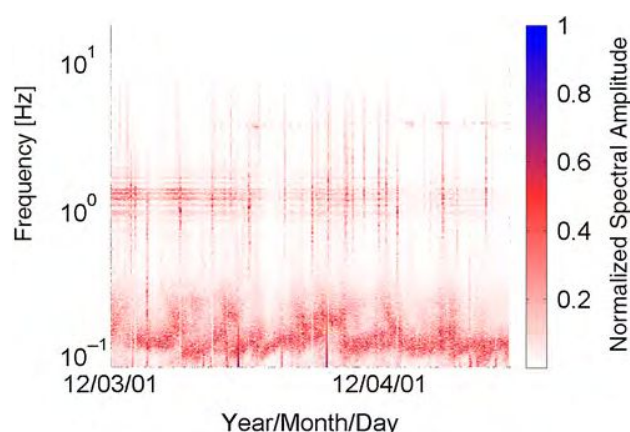


Figure 4. Power spectral density (PSD) function calculated for the period 1 March–16 April 2012, for one of the stations (PV06) located in the area of the PPVC during 2012. The spectral amplitudes were normalized by the maximum amplitude during this period of time. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

the area over the frequency range of interest and of their temporal and spatial variability is beyond the scope of this work; however, the knowledge of the dominant directions of the noise wavefield over time is essential for an accurate retrieval of the empirical GF (Mulargia, 2012; Wapenaar and Thorbecke, 2013; Nakata *et al.*, 2016). We estimated the directivity of the noise wavefield over the recording period using the degree of polarization (DOP) method (Schimmel and Gallart, 2004).

The DOP is an alternative to techniques more generally used in seismology (e.g., beamforming), which sometimes do not provide reliable results due to the array geometry and/or the frequency range of interest. DOP allows the identification and enhancement of polarized signals arriving to a station while suppressing less polarized signals (i.e., enhancing certain directions and suppressing others, which means that it analyzes the illumination directions). Once illumination directions are obtained at each of the stations, a joint interpretation is performed across the array to estimate the directivity of the noise incident at the array.

We applied DOP to nonoverlapping windows over the entire recording period. An analysis to select the window length (i.e., number of days) was performed. We used windows of different lengths and analyzed which window would be appropriate to identify the main spatiotemporal changes of the wavefield. Our analysis showed that a trade-off between two effects is present. Using short windows led to the dominance of low-repeatability sources, that is, noise sources that illuminated a certain receiver pair incidentally. On the other hand, a large window downweighs the effect of several sources; that is, if several noise sources illuminate the array along different paths, the strongest will dominate while the others will be suppressed. After performing tests with different lengths, we chose 14 days as the window length in the directional estimate of the noise, as seismic energy among

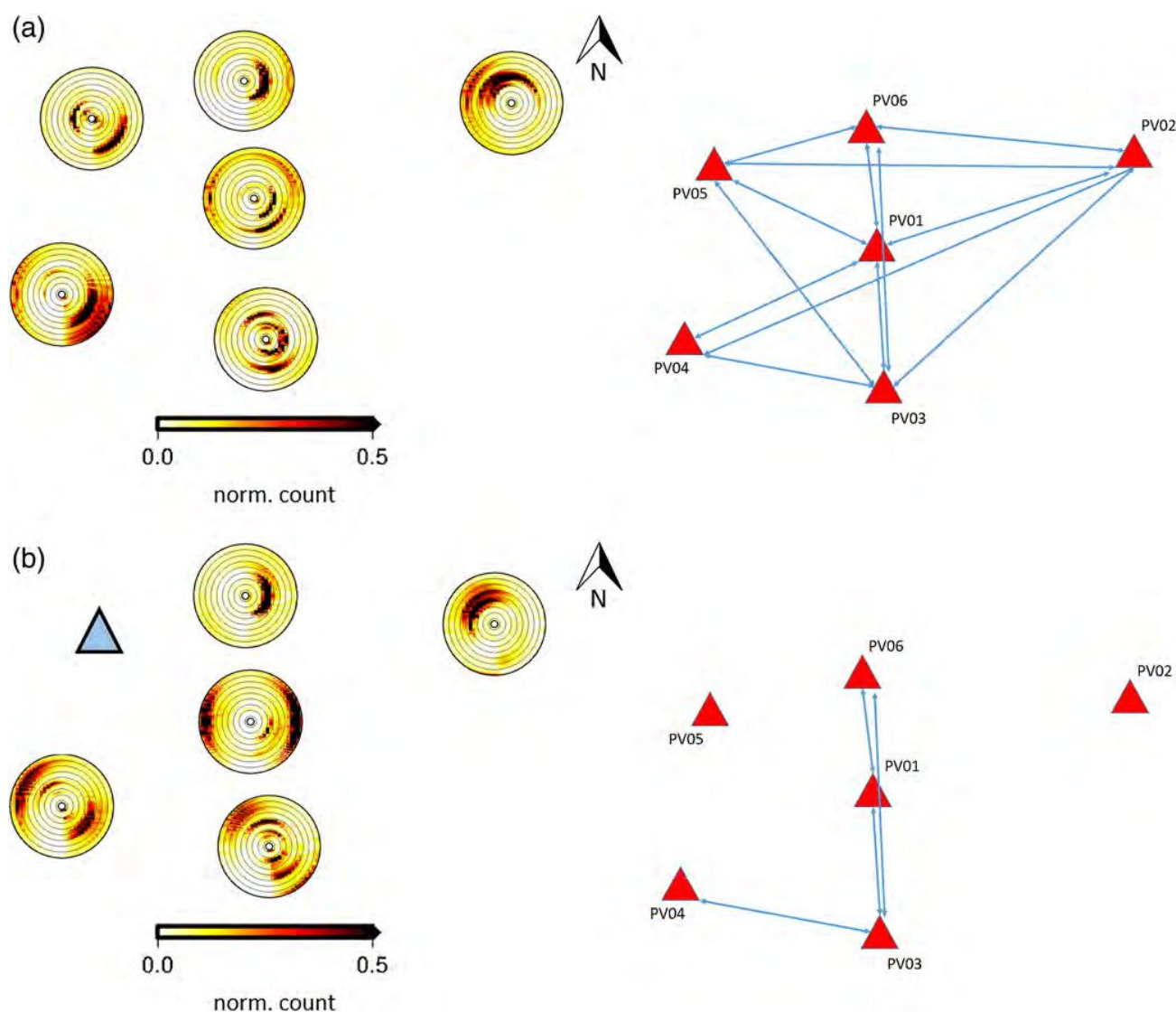


Figure 5. Estimate of the dominant direction of the noise wavefield by application of a polarization analysis for (a) 11–24 January 2012 and (b) 4–17 April 2012. For every station, results are shown by a polar illustration in which the angle relative to the north direction represents the back azimuth (0° – 360°), and the radius represents the frequency values (0.3–4.5 Hz, moving from the center out, respectively). Note that the palette for the normalized amplitudes saturates for values higher than 0.5. The right plot indicates the selected station pairs (connected with lines). Nonactive stations for the period of interest are shown with triangles in the left plot. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

the subsequent windows are satisfactorily coherent. The results of DOP for two of the windows are shown in Figure 5: the left plot shows the results for every station, and the right plot indicates the selection of the station pairs with sources in the stationary-phase area (arrows). This selection was performed by an estimation of the dominant directions of the noise wavefield, which are indicated by a significant number of DOP values higher than 0.5. A time interval for a station pair is selected for further processing; that is, averaging, if energy propagates along the line that passes through those stations for frequencies inside the frequency band [0.8, 4] Hz, even if a nonnegligible amount of energy is present along other directions. Based on the linearity values calculated by the

algorithm, we estimate the uncertainty in the directivity results at around 8° (De Meersman *et al.*, 2006). Thus, we select the station pairs for which the connecting line differs in less than 8° from a dominant direction of illumination for that station pair. For example, the station pair PV05–PV06 is selected for the period presented in Figure 5a, but not the station pair PV04–PV05; the station pair PV01–PV06 is selected for the period presented both in Figure 5a and 5b because, taking into account the 8° uncertainty, the path connecting the two stations crosses (the corners of) a dominant illumination direction.

Averaging all of the selected periods for each station pair allows us to say that the polarization analysis (i.e., directivity) helped improve the energy level of the signals along the

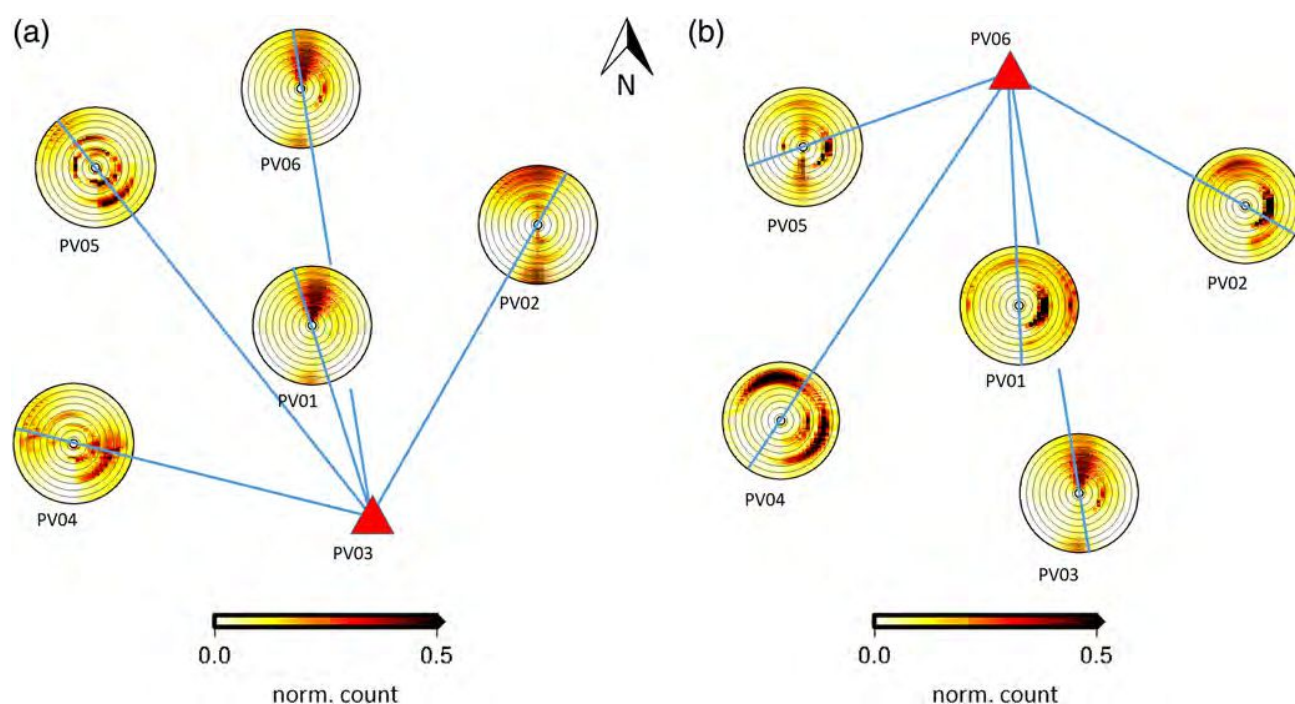


Figure 6. Averaged degree of polarization (DOP) results for (a) PV03 and (b) PV06. The averaging was performed using only the time intervals that were selected as containing seismic energy along the line of interest. Straight lines display the back azimuth of the station pairs of interest. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

directions of interest of the noise wavefield. Figure 6a and 6b shows the average plots for the station pairs related to PV03 and PV06, respectively. One should note that some energy is still aligned with out-of-line directions, likely degrading the quality of the calculated GFs. Nevertheless, on the whole, propagation energy aligned with the stations is dominant.

The GF for a pair of stations is retrieved by cross correlating the records at two stations. In this work, the above-mentioned instrument deconvolution and data normalization procedures were applied to time windows of 1-hr length and then stacked after cross correlation to obtain daily GFs. It is important to note that a daily GF was computed only for days during which the considered station pair was aligned with a dominant direction of the noise wavefield. In this way, we ensure that we preferentially consider sources in the stationary-phase region for the accurate retrieval of the ballistic surface-wave part of the GFs. As for the retrieval of the surface-wave part of the GFs, we used the vertical-component recordings of the stations, because this way the retrieved waves will be Rayleigh waves. The obtained full-band (i.e., [0.8, 4] Hz) GFs are organized by interstation distance and shown in Figure 7. The spatial dependence of the surface-wave velocity due to the highly heterogeneous nature of volcanic areas could explain the variation in arrival times for the different interstation distances (and azimuths). The gray rectangles, which are only illustrative, delimit the time required for retrieved ballistic surface waves to traverse the distance between each station pair. For this illustrative purpose, we used velocities between 0.2 and 0.8 km/s to estimate expected

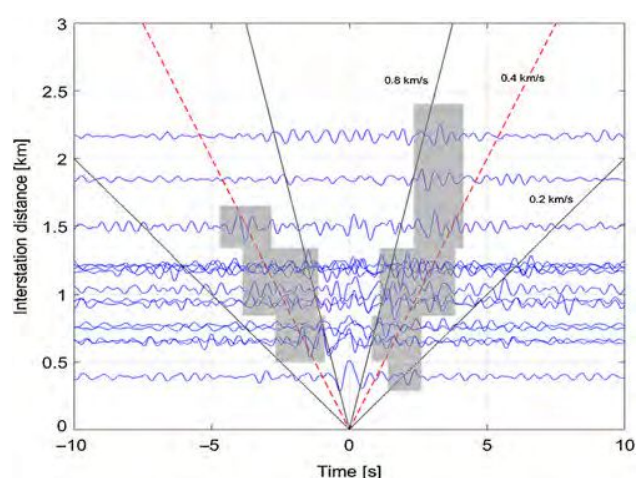


Figure 7. Retrieved Green's functions for the station pairs in the PV-array organized by interstation distance. Straight lines denote constant velocities as a reference and gray-shaded rectangles display the times at which retrieved surface waves arrive. Dashed lines represent the estimated average surface-wave velocity for the area enclosed by the stations (see the Appendix). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

arrival times. We also utilized shallow local earthquakes (with epicentral distances less than 350 km) to estimate the average surface-wave velocity for the area of the PV-array (see the Appendix for details). The obtained average surface-wave velocity of 0.4 km/s coincides with that obtained from the

ambient noise (see Fig. 7). Figure 7 also shows nonnegligible amplitudes at shorter times, that is, high velocities. These higher velocity waveform amplitudes may be due to seismic energy propagating (nearly) perpendicularly to the line that passes through the stations involved but could not be attenuated due to insufficient destructive interference.

The causal part of the GFs (i.e., amplitude values for the positive times of the seismogram) is shaped by the seismic energy propagating from the virtual source toward the receiver. Similarly, the acausal part of the GFs (i.e., the negative times) is shaped by the seismic energy that propagates from the receiver toward the virtual source. Thus, the noise sources behind both stations are used to construct the causal and the acausal part of the GFs. To retrieve both times with the same amplitude, the noise from both directions (from source to receiver and from receiver to source) should be at the same energy level. But even in such a case, persistent energy propagating along a direction other than these two might cause interference with the retrieved causal or acausal surface-wave arrivals and make it appear to be at an earlier or later time. Another case of inequality is when, for example, the energy from the source to the receiver propagates along the line connecting the two, while the energy propagating from the receiver to the virtual source make a small angle with that line. In this case, the retrieved surface wave at acausal times will appear at an earlier time. Both of the above cases are caused by not having omnidirectional illumination of the station pair and, thus, insufficient destructive interference outside the stationary-phase zone (e.g., Wapenaar and Thorbecke, 2013; Xu and Mikesell, 2017).

The dispersion of surface-wave energy is commonly exploited to estimate the *S*-wave velocities of the medium through which the surface-wave energy propagates (Aki and Richards, 1980; Xia *et al.*, 1999; Haney and Tsai, 2017). A surface-wave DC provides information on the surface-wave velocity values as a function of frequency for a given station pair. Based on the retrieved GFs, we made use of the causal, acausal, or summed causal and acausal part of the trace for the calculation of the DC. This analysis provides the opportunity to filter out out-of-line directions of the noise wavefield. The choice of which part to use was done separately for each station pair and based on the analysis of the dominant directions of the noise wavefield. For a station pair, we chose the causal part when the dominant noise direction is from the virtual source to the receiver. When the dominant noise direction is from the receiver to the virtual source, we chose the acausal part. When the noise illumination from both directions, as described above, is comparable, we sum the causal and acausal part. We obtained the group-velocity DCs for the retrieved ballistic surface-wave part of the GFs through the measurement of the arrival time of the propagated energy after application of several narrowband filters (e.g., Bensen *et al.*, 2007). An example of a group-velocity DC for one of the station pairs is shown in Figure 8. The computation of the error bars is based on the analysis of the energy distribution in the frequency–velocity field. Clear maximum amplitudes

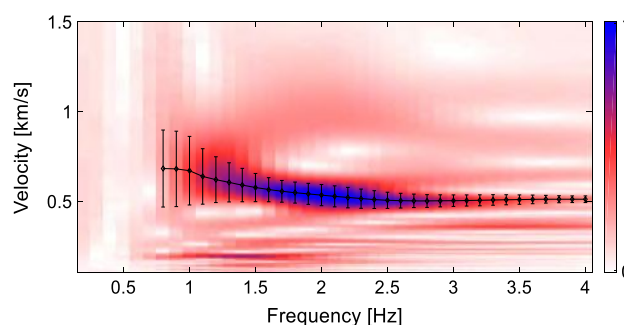


Figure 8. Dispersion curve obtained for the station pair PV02–PV04. In this example, the interstation distance is 2.16 km. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

in the field provide lower errors than those in which the maximum amplitudes spread over a relatively large area of the frequency–velocity field.

Rayleigh-Wave Tomography

To estimate the Rayleigh-wave velocities as a function of frequency for the area enclosed by the stations, we performed tomographic inversion using the software PRONTO (Aldridge and Oldenburg, 1993). PRONTO uses an iterative tomographic inversion procedure based on a ray-tracing algorithm and finite-difference travel-time computations. Its advantages are the accurate and rapid computation of forward models and the incorporation of constraints to the inverse solution from geological or geophysical information. To improve the stability of the procedure, this algorithm applies linear equality constraints to the slowness model, instead of to model perturbation at each iteration. We also imposed a smoothness constraint on the results. Using a background velocity model as a reference, smoothing weights are defined in the objective function, and thus spatial variations are constrained. We performed a grid search along the zeroth-, first-, and second-derivative weights for the combination of parameters to provide a smooth solution with the smallest residuals.

To test the resolution of the PV network, we performed a checkerboard analysis (see Fig. 9a–c), using a 2D spatial grid that covered the area of interest with an interspacing distance of 130 m. Travel times are computed (see ray-path density in Fig. 9b) and the inversion is performed (see results in Fig. 9c). Checkerboard results suggest that reliable velocities are estimated for the area enclosed by the stations. The section of inverse solution with no ray coverage is masked in white.

The tomographic inversion procedure is applied to the retrieved GFs to each frequency between 0.8 and 4 Hz at a 0.1 Hz interval. The results for 1–3 Hz are shown in Figure 9d, 9e, and 9f, respectively. These results indicate higher velocities at the northeast and the southwest side of the PV-array area for all the frequencies.

Figure 10 shows a histogram of the time residuals of all the traced ray paths; that is, from all the station pairs for all the frequencies of the tomographic solution. As expected,

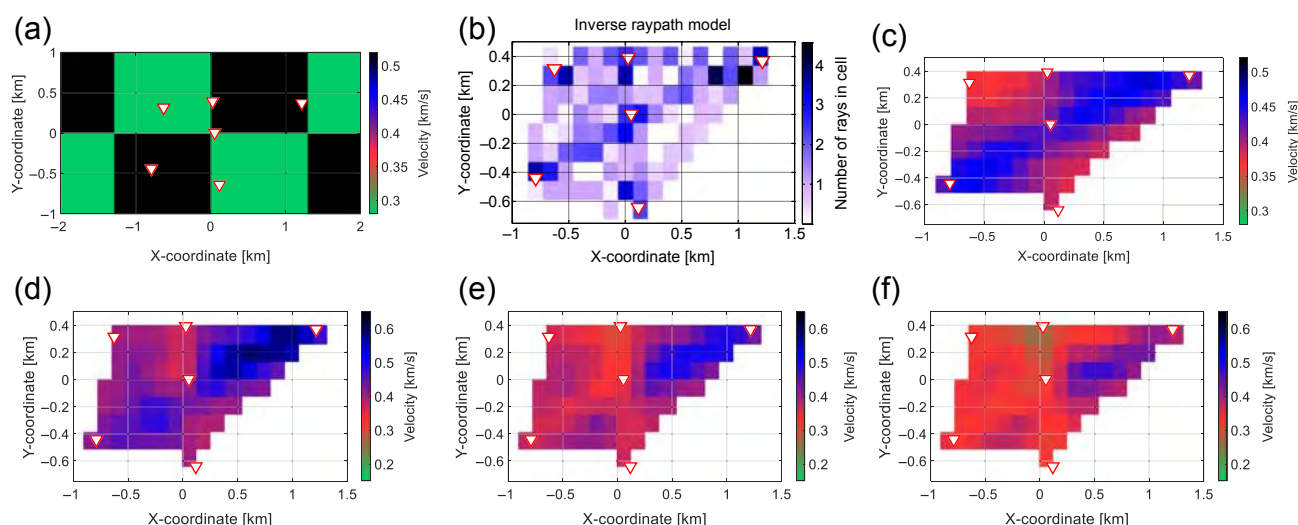


Figure 9. Utilization of PRONTO software. (a) Proposed velocity model for the checkerboard analysis. (b) Ray-path density per inversion cell. (c) Inversion for the velocity model proposed in (a). (d–f) Inversion of retrieved Green's functions for 1, 2, and 3 Hz, respectively. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

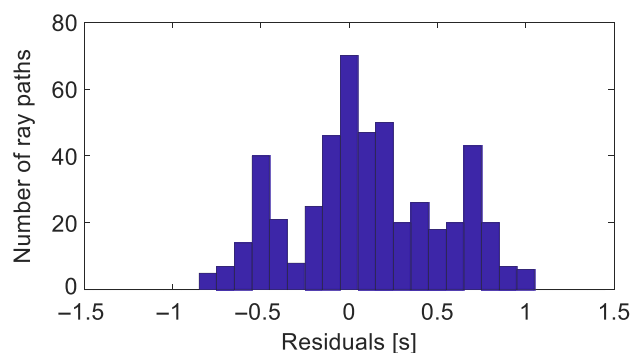


Figure 10. Histogram of the time residuals from all the station pairs for all the frequencies of the tomographic solution. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

most of the time residuals are close to zero seconds. The smallest time residuals are in the frequency band [1, 3] Hz. For some frequencies, the inversion is not well constrained due to the small number of stations, which implies a small number of rays and their incidence angles on each of the inversion cells. Therefore, Figure 10 differs from a Gaussian distribution. Even though the maximum residuals are around 1 s, they are just ~5% of the amount of ray paths that converged to 0 s and are relevant to the highest frequencies of the inversion procedure. Thus, the results are sufficiently reliable. A larger number of rays with a broad range of incidence angles are required over the area of interest to obtain a well-constrained high-resolution result. Nevertheless, this work provides a reliable first estimation of the *S*-wave velocities for the area.

Depth Inversion

The inversion procedure by which surface-wave DCs are employed to retrieve the *S*-wave velocity distribution as a function of depth was performed using the procedure developed by Haney and Tsai (2017). We adapted their procedure for processing a grid of DCs, which are obtained from the tomographic solution. With this procedure, for the solution of the forward problem, surface-wave velocities are computed with the eigenvalue/eigenvector method proposed by Lysmer (1970). According to the method, layers must be thin relative to the wavelength to ensure accuracy. The inversion is based on the work of Kausel (2005), who uses the finite-element method to derive a matrix formulation of the forward problem. Then, the inverse problem can be solved using matrix perturbation theory. An initial model is provided by use of the nonperturbational Rayleigh-wave inversion introduced by Haney and Tsai (2015). Given a sufficiently large number of layers, the standard deviation of the observed data, and the chi-squared boundary values to constrain the acceptable models, the inversion of Haney and Tsai (2015) is designed to provide an estimate of the overall behavior of the true model by utilization of a weighted-damped least-squares regularization.

The grid of points previously utilized to obtain the tomographic images (see the Rayleigh-Wave Tomography section) is used in the inversion procedure for the retrieval of the *S*-wave velocities. At each point in the grid, the tomographically derived group velocities are extracted. In this way, we have a group velocity DC at each grid point. Each DC is then inverted for *S*-wave velocity with depth. A non-uniform layering for Rayleigh-wave inversion is performed using the initial phase-velocity DC. We used 30 layers down

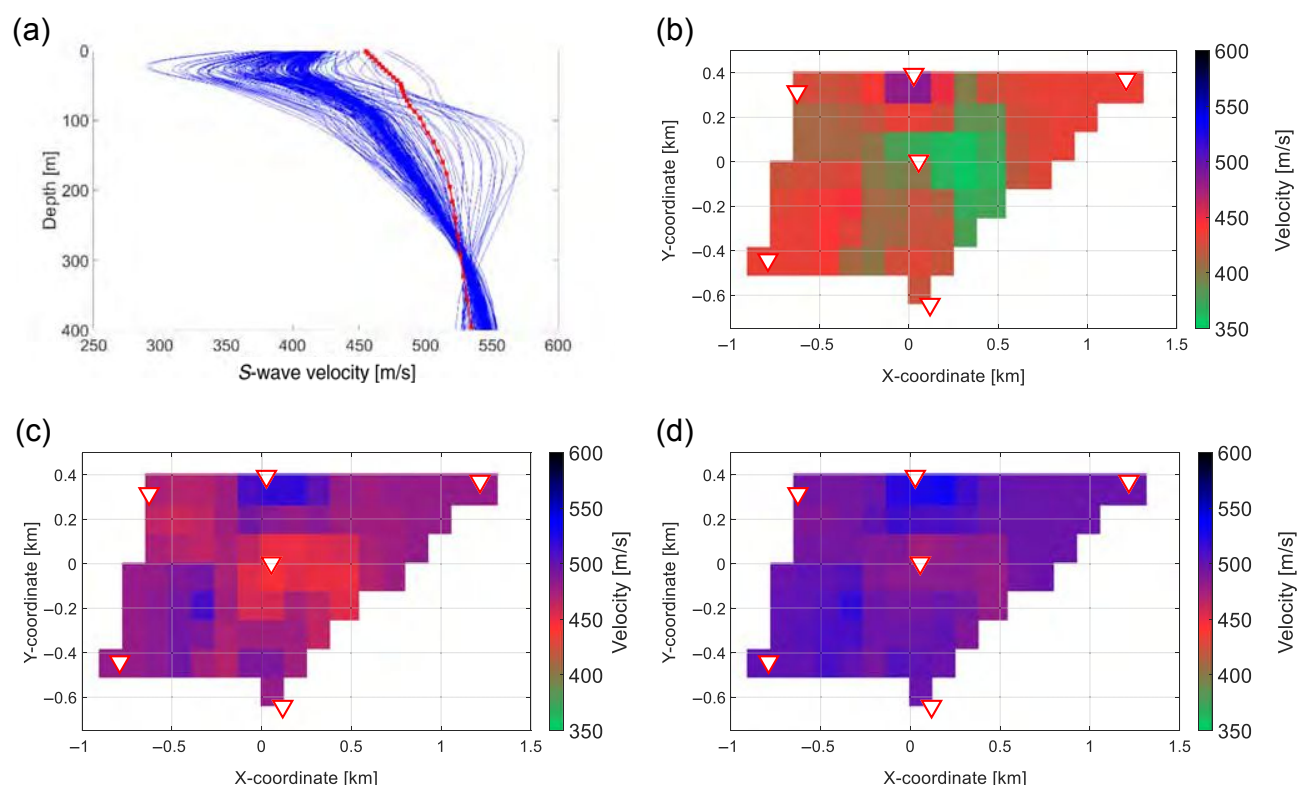


Figure 11. Results of the *S*-wave inversion procedure. (a) *S*-wave velocity profiles for each of the grid points of the area under study. The curve marked with squares depicts the initial model for the inversion. (b–d) *S*-wave velocity distribution at a depth of 60, 140, and 200 m, respectively. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

to a depth of 500 m (hereafter, inversion layers), so that these layers are thin enough compared with the working wavelengths. The selection of 30 inversion layers in the first 500 m is an initial condition for the applied methodology to accurately converge during the inversion. From the initial model, perturbations in phase velocity are related to perturbations in material properties at each iteration, resulting in the relatively smooth *S*-wave velocity profiles. The results are shown in Figure 11a–d. This methodology provides an overall velocity estimate for the actual subsurface; thus, a particular velocity value for one of the proposed inversion layers is senseless without considering the surrounding velocity layers. This means that subsurface features are described by a group of inversion layers. To show the velocity changes with depth, Figure 11a presents all of the *S*-wave velocity profiles (solid curves) and the initial model (squares). The same initial model was used for every grid-point inversion because the *S*-wave velocity changes are not expected to be large, which is supported by the obtained velocity profiles. Figure 11a leads to the interpretation of two layers for the subsurface down to the investigation depth limit of about 350 m. The shallower layer is located in the first 70 m of the subsurface and is characterized by a low velocity, that is, 300–400 m/s. From 70 m to (at least) 350 m depth, a higher velocity layer is present ranging from 450 to 570 m/s. Figure 11a also shows that the shape of the curves are similar among the nodes.

Figure 11b–d exhibits the spatial distribution of velocities at several depths. The images from the different depths indicate that the higher velocities are located at the north and southwest of the area enclosed by the stations. In addition, the second high-velocity regions are located at the very south and the northeast of the array. In accordance, a low-velocity band is retrieved for the area between the high-velocity zones.

Figure 12 shows the quality of the depth-inversion solution. Figure 12a–c presents the observed DC, the initial DC for the inversion algorithm (the same curve for every DC to invert), and the DC associated with the final depth-inversion solution for the grid points containing three of the stations of the array (i.e., PV02, PV03, and PV06). The final solution fits the data under acceptable parameters, which are defined by the uncertainties in the observed data. Figure 12d shows the distribution of root mean square (rms) *S*-wave velocity errors for the area enclosed by the stations. Figure 12 indicates that the final solution is a good solution to predict the data, as the rms values do not exceed 14 m/s.

Interpretation of Results and Discussion

Several studies reported similar velocity values in volcanic areas, for example, Petrosino *et al.* (2002) at Stromboli, Italy; Saccorotti *et al.* (2003) at Kilauea, U.S.A.; and Mora

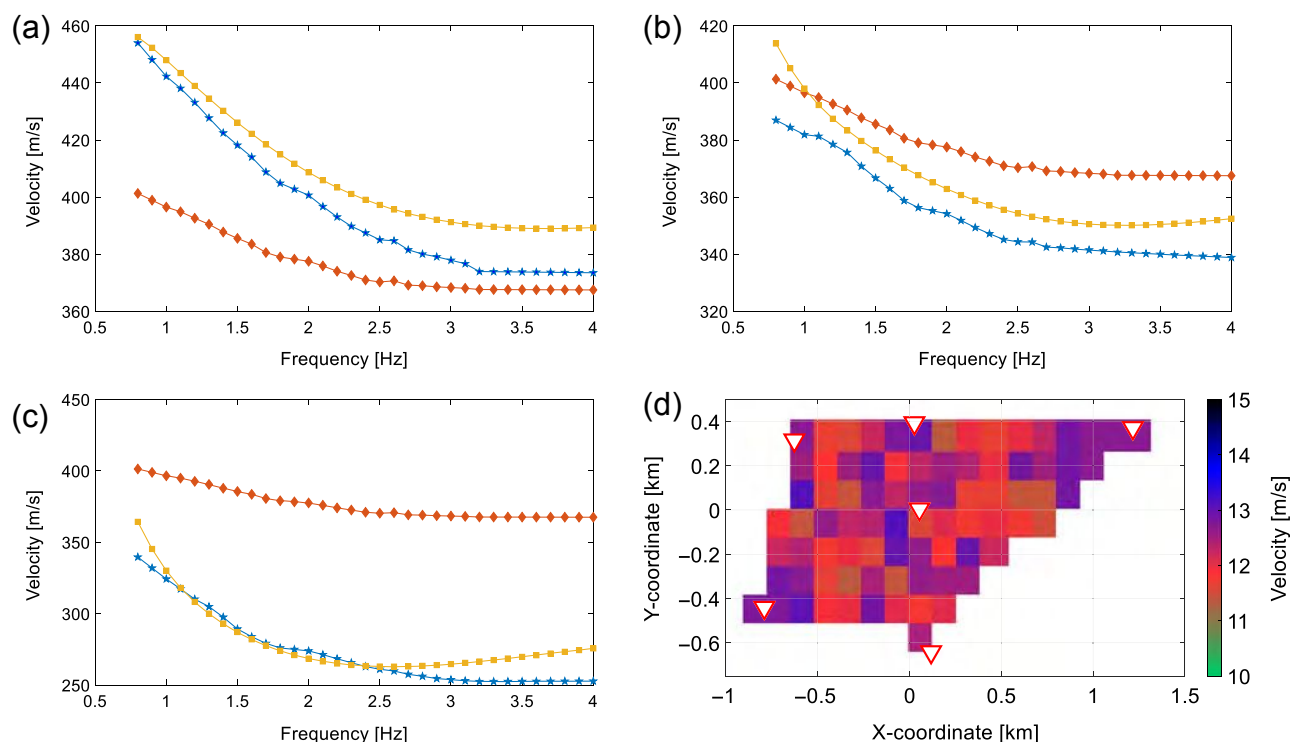


Figure 12. (a–c) Observed dispersion curve (stars), initial Rayleigh-wave velocity model for depth inversion (diamonds), and dispersion curve of the final depth-inversion solution (squares) for the grid points containing stations PV02, PV03, and PV06, respectively. (d) Root mean square (rms) S-wave velocity errors for the area enclosed by the stations. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

et al. (2006) at Arenal, Costa Rica. In particular, *Saccorotti et al.* (2003) state that in spite of the differences in the lithological settings across volcanoes worldwide, for those dominated by volcanic sediments at the surface, the retrieved velocity structure of their shallower subsurface (i.e., down to ~500 m) remains fairly constant. Although this assertion does not by itself validate our results, it is used as a reference for the probable velocities retrieved in the area of the PV-array.

The resolution of the obtained velocity results is limited by the geological conditions and the acquisition geometry. The first is defined by the inherent high complexity of the studied active volcanic area (e.g., compositional, structural, porosity, lithology, and fluid-content variations); the second is described by the limitations imposed by the recording array and source distribution (e.g., number of stations, their distribution, and the useful frequency range). The applied methodology is appropriate to these particular initial geological and acquisition conditions, as it provides an overall velocity estimate for the actual subsurface. Therefore, interpretations are based on the overall behavior of the velocity values.

The limited geological information available for the area of the PV-array (*Lemus Hernandez, 2010; Tapia Silva, 2010*) indicates a subsurface composed of eroded lavas and pyroclastic rocks (basaltic, dacitic, and andesitic material) in its

shallower part, which is down to more than ~100 m from the surface, followed by andesitic–basaltic volcanic sediments in its deeper part, which is ~200 m thick. These are the Volcán Peteroa-Azufre and Cola de Zorro formations, respectively. We interpret our results (see Fig. 11a) as representing these two shallow units, which show slight velocity changes in the area (see Fig. 11b–d). Limited information exists about the characteristics of the subsurface beneath the PV-array. Therefore, based on the inherent heterogeneity of this volcanic area, we cannot discard the possibility that slight horizontal changes in lithology (caused by lateral variations of the subsurface materials—in the same layer, or between layers likely due to the nonhomogeneous thicknesses of the layers—or due to structural features like faulting), porosity, portion of the rock saturated by fluid, or type of fluids saturating the porous rock contribute to the observed velocity variations.

Volcanic rocks present a great variety of porosity types. According to the genesis of the rocks, these types are classified in primary, associated with the origin of the rock, or secondary, associated with the interaction between the rock and its environment (*Sruoga and Rubinstein, 2007*). In the case of primary-porosity rocks, a change in porosity for values higher than a threshold (i.e., higher than the critical porosity of the rock) causes a very small velocity change; to the contrary, for porosities lower than this threshold, significant velocity variations are observed as a result of a relatively small porosity

variation (Mukerji and Mavko, 2006). As an example of the effect of secondary-type porosity, Zamora *et al.* (1994) show that the *S*-wave velocity due to vesicular and fissural features in the same volcanic material differ even by 30%. Volcanic areas generally present a combination of porosity types, leading to a wide range of porosity values. Therefore, specific characterization of porosity features in the area is required to, at least, constrain the likely velocity variations due to porosity.

Differential saturation in a porous rock might cause significant velocity changes. Zamora *et al.*, (1994) estimates a maximum *S*-wave velocity variation of ~20% between the dry and water-saturated rock in the first kilometer of the subsurface in Campi Flegrei, Italy; Adam and Otheim (2013) model velocity variations in a porous basalt rock and identify variations of ~10% when water is replaced by liquid CO₂. Several studies have also estimated velocity variations lower than 10% (e.g., Entwisle *et al.*, 2005; Vanorio *et al.*, 2002). Nevertheless, laboratory measurements use ultrasonic frequencies. At these frequencies (i.e., 0.1–1 MHz), velocity values are affected by dispersion and scattering processes different from those present at the seismic frequencies relevant to typical volcanology studies (i.e., 0.1–10 Hz; Lesage *et al.*, 2018). Then, calculated velocities are only a rough estimate of the actual seismic velocities.

Based on the works of Benavente *et al.* (2015) and Tassi *et al.* (2016), the circles in Figure 3 indicate the location of several thermal manifestations in the area (i.e., hot springs, bubbling pools, mud pools, fumaroles, and/or steaming grounds). Table 1 (extracted from Tassi *et al.*, 2016) shows the results of the analysis for the volcanic fluids collected at each sample point. Some of these thermal points are located along the west side of the PV-array (those described in Table 1). The geochemical analysis of the fluids collected at the western area reflects a subsurface locally saturated by water. Even though no estimates of the dimensions of the water-saturated rock volume have been provided in Tassi *et al.* (2016), there is no physical reason to think that this volume is confined solely to the point where the gas samples were captured. Therefore, along the western zone of the PV-array, the saturated volume has a strong correlation with the location of low *S*-wave velocity values. Given a porous rock saturated by at least ~15% of gas, it has been observed (Toksoz *et al.*, 1976; Hamada, 2004) that nearly all of the shear deformation is absorbed by the porous portion. Thus, the shear modulus is hardly affected causing the *S*-wave velocity changes to be largely related to density changes. Then, a significant percentage of the reduction in velocity in the western area of the PV-array is potentially related to the existence of hydrothermal fluids and associated chemical processes. The chemical processes associated with hydrothermal fluid flow alter the lithology and porosity of the rock (Pola *et al.*, 2012). Thus, the most probable scenario for the western area of the PV-array is a subsurface characterized by particular saturation, lithology, and porosity conditions.

In volcanic areas, physical parameters (such as porosity and saturation) present a wide range of possible values.

Table 1

Geochemical Information of the Planchón-Peteroa Volcanic Complex (PPVC) Gas Discharges at the Sampling Points Located along the Western Side of the PV-Array (Tassi *et al.*, 2016)

| ID | Type | Date | Latitude | Longitude | Altitude | T | CO ₂ | HCl | HF | SO ₂ | H ₂ S | N ₂ | CH ₄ | Ar | O ₂ | H ₂ | He | CO | X _{gas} % |
|------|---------------|---------------|----------|-----------|----------|------|-----------------|--------|---------|-----------------|------------------|----------------|-----------------|------|----------------|----------------|--------|----------|-----------------------|
| Gen1 | Bubbling pool | February 2010 | 6098170 | 362325 | 2472 | 26.3 | 990 | < 0.01 | < 0.005 | < 0.01 | < 0.01 | 8.1 | 1.4 | 0.15 | 0.55 | 0.0048 | 0.0078 | < 0.0005 | 98.5 |
| Gen2 | Bubbling pool | February 2010 | 6098014 | 362203 | 2476 | 28.2 | 993 | < 0.01 | < 0.005 | < 0.01 | < 0.01 | 5.3 | 1.3 | 0.12 | 0.62 | 0.0061 | 0.0052 | < 0.0005 | 98.7 |
| Gen2 | Bubbling pool | March 2012 | 6098014 | 362203 | 2476 | 28.2 | 993 | < 0.01 | < 0.005 | < 0.01 | < 0.01 | 5.3 | 1.1 | 0.13 | 0.62 | 0.0061 | 0.0052 | < 0.0005 | 93.5 |
| Gen2 | Bubbling pool | March 2015 | 6098014 | 362203 | 2476 | 24.1 | 992 | < 0.01 | < 0.005 | < 0.01 | < 0.01 | 5.6 | 1.3 | 0.14 | 0.55 | 0.0035 | 0.0031 | < 0.0005 | 94.1 |

Type of manifestation, sampling date, geographical coordinates (UTM, WGS 85 Zone 19), altitude (m.a.s.l.), outlet temperatures (in °C), chemical composition (dry gas fraction) of inorganic gases and CH₄ (in mmol/mol), and total concentration of the dry gas fraction (X_{gas} in %) are provided.

Therefore, the association of seismic results to the physical features present in an area requires, at least, a constraint to the physical parameters, which is achieved by specific analyses of the rock properties.

The spatial *S*-wave velocity contrasts are roughly preserved in depth at least down to the investigation depth limit (i.e., about 350 m), which guides us to hypothesize that the contrast of subsurface characteristics in the area is similar at these depths. Nevertheless, one should note that the closer to the maximum depth of investigation, the less sensitive the results are to subsurface parameters. Thus, velocity contrasts could be slightly underestimated at these depths. In addition, the low *S*-wave velocity values extend from the western area through the center of the array and to the southern section. The observed velocity distribution indicates that the subsurface characteristics (i.e., lithology, porosity, and saturation of the rocks and its dominant components—gas or water) are probably similar along the *S*-wave low-velocity belt. Furthermore, we interpret the higher velocity values as zones characterized by variations in the composition of the layers (due to depositional or structural causes), or porosity, and/or a reduction of water content (likely replaced by gas); each of them contribute to enhance the *S*-wave velocities variations. Nevertheless, it is clear that further geochemical, geophysical, and geological studies are required to develop a complete and accurate understanding of the subsurface characteristics.

Forecasting of volcanic behavior is a multidisciplinary process based on analytical studies of volcanic samples, experimental investigations, theoretical modeling of the dynamic magmatic systems, and simulation of the geophysical signals, eruptive behaviors, and hazardous phenomena (Sparks, 2003). These studies require a constraint of the implicated variables (e.g., lithology, structures, porosity, type and saturation of fluids, and proximity of a water reservoir to a magma batch, among other variables) that influence the physical–chemical processes occurring in the volcanic area. Thus, knowledge of subsurface characteristics is essential to subsequently obtain an accurate forecast of volcanic behavior.

No accurate forecasts have been developed at Peteroa yet, likely a consequence of insufficient information about its dynamics geology subsurface properties and processes. Our results do not suggest a direct explicit improvement in forecasting at Peteroa. However, results are a contribution to the knowledge of the subsurface of a poorly understood region located at the east of the active volcano. This contribution is expected to be used by imminent future studies for the characterization of the area, and, in a second step, for specific studies aimed to forecast the Peteroa dynamics. Our results are also expected to be used by characterization studies that precede mitigation risk analyses, as knowledge of the subsurface mechanical properties, structures, lithology, porosity, fluid content, among other variables, are relevant information in defining the hazardous areas located around a volcano (Tilling, 1989; Felpeto *et al.*, 2007).

Conclusions

The accepted mechanism by which the PPVC developed their last eruptions is the development of fractures, which caused pressure changes and consequently the movement of fluids toward the surface. The western part of the target area present fluid manifestations and a subsurface saturated by water. Previous works interpret the likely presence of magma approaching the area, which warrants the importance of its study. Furthermore, several measurements of surface observables are performed in the area of the Peteroa. Knowledge of the subsurface parameters could further understanding of the surface activity and thus improve the decisions of the local authorities in cases of a volcanic unrest.

We applied SI to ambient-noise data recorded by a seismic array of six stations from the temporary network MalARRgue, which recorded ambient noise in 2012 in the Malargüe region, Mendoza, Argentina. The six stations we used were located along the eastern flank of the Peteroa Volcano, the current active edifice of the PPVC, to retrieve the *S*-wave velocity structure down to about 350 m. We analyzed the main directions of the ambient-noise wavefield at each time window during the recording period. For application of SI, we then selected the station pairs whose stationary-phase area for ballistic surface waves was aligned with one of the main directions of the noise. Therefore, we assured the retrieval of more accurate surface-wave GFs. Using the retrieved ballistic Rayleigh-wave arrivals, we measured the group-velocity DCs, which were used to obtain spatial maps of surface-wave velocities through a frequency-dependent tomographic inversion. The retrieved velocity values are coherent and match the estimation of the average surface-wave velocity for the area derived from local earthquakes. Dispersion inversion across the tomographic grid was performed to obtain the 3D *S*-wave velocity structure. From these inversions, we infer the presence of two layers. The shallower layer is located from the surface down to about 70 m depth and is characterized by *S*-wave velocities between 300 and 400 m/s. The second layer extends at least down to about 350 m depth with *S*-wave velocities increasing with depth from 450 to 570 m/s. These two layers correspond to the first two units of the stratigraphic column describing the study area. Slices at different depth values indicate zones of higher and lower *S*-wave velocity that are relatively consistent in depth, at least down to about 350 m. This is confirmed by the profiles shown in Figure 11a. Even though the magnitude of the velocity contrasts slightly varies with depth, it is clear that the sign of the contrasts remains constant for the majority of the profiles. It means that the local maximum and minimum values do not change along depth. Higher velocities are located at the northeast and the very southwest parts of the area enclosed by the stations. Lower velocities are situated in between, along a northwest–southeast-trending feature.

The intrinsic heterogeneity of this volcanic complex, in addition to the close proximity of sample points that have geochemical analyses and a portion of the area with low *S*-wave velocities, leads to a joint geological interpretation.

We interpret the velocity variations as caused by the contribution of compositional changes, the presence of structural features (e.g., faults), porosity changes, and/or differential saturation of the porous rock. Nevertheless, the limited available geological information in the zone is not sufficient to accurately estimate the percentages due to each contribution. The western zone of the area under study is characterized by a subsurface locally saturated by water. The subsurface characteristics (lithology, porosity, dominant type of fluid—gas or water—and saturation of the fluids in rocks) are likely similar along the low *S*-wave velocity area.

The results contribute to the knowledge of the subsurface properties of the PPVC. This information is to be used by characterization studies which precede volcanic risk analyses and forecasting investigations.

Estimating the velocities along a wide range of depths requires a broadband of frequencies and interstation distances. *S*-wave velocities of the subsurface down to about 350 m were estimated using interstation distances between 0.4 and 2.1 km and frequencies from 0.8 to 4 Hz. We propose that future works complement the results obtained in this study through the application of SI to records from an array with higher interstation distances to estimate deeper *P*- and *S*-wave velocities, in particular to the depths expected for the location of the magmatic reservoirs in the PPVC.

Data and Resources

The seismic records utilized in this work were provided by the Malargüe seismic array (MalARRgue project). The data are freely available and can be downloaded from the database of Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). Maps were created with Global Mapping Tools (GMT, v.5.2.1) and Maptitude software (Student–Teacher License SW, v.2017). Deconvolution was applied by utilization of Portable Data Collection Center toolkit (PDCC, IRIS) and the ObsPy Python-based programming package. The script for the polarization analysis was provided by Martin Schimmel, programmed with GNU Fortran. The computation of the cross correlations and the dispersion curves, the tomographic inversion, and the inversion for the *S*-wave velocities were performed offline combining a commercial software package (MATLAB, the MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, available at www.mathworks.com/products/matlab, last accessed February 2018) and GNU Fortran.

Acknowledgments

J. A. Casas thanks Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata (FCAGLP) and Boise State University (BSU) for providing working facilities. The authors thank Matthew Haney and Victor Tsai for providing the *S*-wave velocity inversion software. The research of D. Draganov is supported by the Division for Earth and Life Sciences (ALW) with financial aid from the Netherlands Organization for Scientific Research (NWO) with Grant Number VIDI 864.11.009. The authors thank Incorporated Research Institutions for Seismology–Program for the Array Seismic Studies of the Continental Lithosphere (IRIS-PASSCAL) for providing the seismic equipment and the Argentine Ministry of Science, Technology and Production

Innovation for the financial support connected to the transportation of the equipment. The authors also thank Pierre Auger Observatory and the Department of Civil Defense of Malargüe for the help during the data acquisition. The authors also thank Mariano Augusto for his kindly discussion about the geochemical interpretation of the results. The authors thank two anonymous reviewers and Associate Editor Thomas Pratt, for their comments that helped improve the article.

References

- Adam, L., and T. Otheim (2013). Elastic laboratory measurements and modeling of saturated basalts, *J. Geophys. Res.* **118**, no. 3, 840–851.
- Aguilera, F., O. Benavente, F. Gutiérrez, J. Romero, O. Saltori, R. González, M. Agosto, A. Caselli, and M. Pizarro (2016). Eruptive activity of Planchón-Peteroa volcano for period 2010–2011, southern Andean volcanic zone, Chile, *Andean Geol.* **43**, no. 1, 20–46, doi: [10.5027/andgeoV43n1-a02](https://doi.org/10.5027/andgeoV43n1-a02).
- Agosto, M., M. C. Lamberti, N. Núñez, H. Sánchez, S. García, and M. Gómez (2017). Primeros datos de desgasificación difusa de CO₂ de la caldera del Volcán Planchón-Peteroa, *Proc. of the XII Meeting of the International Center for Earth Sciences*, 103 pp., ISBN: 978-987-1323-49-4 (in Spanish).
- Aki, K., and P. G. Richards (1980). *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman and Company, New York, New York.
- Aldridge, D. F., and D. W. Oldenburg (1993). Two-dimensional tomographic inversion with finite-difference traveltimes, *J. Seismic Explor.* **2**, 257–274.
- Almendros, J. (1999). Análisis de señales sismovolcánicas mediante técnicas de array, *Tesis doctoral*, Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada, 301 pp. (in Spanish).
- Almendros, J., J. M. Ibáñez, G. Alguacil, E. Del Pezzo, and R. Ortiz (1997). Array tracking of the volcanic tremor source at the Deception Island, *Geof. Res. Lett.* **24**, no. 23, 3069–3072.
- Benavente, O., F. Tassi, M. Reich, F. Aguilera, F. Capecchiacci, F. Gutierrez, O. Vaselli, and A. Rizzo (2015). Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the southern volcanic zone between 32.5S and 36S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of central Chile, *Chem. Geol.* doi: [10.1016/j.chemgeo.2015.11.010](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.11.010).
- Benavente Zolezzi, O. (2010). Actividad Hidrotermal asociada a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, 36°S y 37°S, Zona Volcánica Sur, Chile, *Master Thesis*, Universidad de Chile, 204 pp. (in Spanish).
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, and Y. Yang (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.* **169**, 1239–1260, doi: [10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x).
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, and N. M. Shapiro (2008). Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. Geophys. Res.* **113**, no. B05306, doi: [10.1029/2007JB005248](https://doi.org/10.1029/2007JB005248).
- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, and P. Bard (2006). The nature of noise wavefield and its application for site effects studies: A literature review, *Earth Sci. Rev.* **79**, 205–277.
- Brenguier, F., N. Shapiro, M. Campillo, A. Nercessian, and V. Ferrazzini (2007). 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations, *Geophys. Res. Lett.* **34**, no. 2, 2305.
- Campillo, M., and A. Paul (2003). Long-range cross correlations in the seismic coda, *Science* **299**, 547–549.
- Casas, J. A., G. Badi, M. C. Manassero, P. Gomez, D. Draganov, and J. Ruzzante (2014). Characterization of seismo-volcanic activity in Peteroa Volcano, central Andes Argentina-Chile, special issue, *Earth Sci. Res. J.* **18**, 335–336, ISBN: 1794–6190.

- Cembrano, J., and L. Lara (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review, *Tectonophysics* **471**, nos. 1/2, 96–113.
- De Meersman, K., M. Van der Baan, and J.-M. Kendall (2006). Signal extraction and automated polarisation analysis of multi-component array data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 2415–2430.
- Draganov, D., and E. Ruigrok (2015). Passive seismic interferometry for subsurface imaging, *Encyclopedia Earthq. Eng.* doi: [10.1007/978-3-642-36197-5_378-1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5_378-1).
- Entwisle, D. C., P. R. N. Hobbs, L. D. Jones, D. Gunn, and M. G. Raines (2005). The relationships between effective porosity, uniaxial compressive strength and sonic velocity of intact Borrowdale Volcanic Group core samples from Sellafeld, *Geotech. Geol. Eng.* **23**, no. 6, 793–809.
- Escudero, C. R., and W. L. Bandy (2017). Ambient seismic noise tomography of the Colima Volcano Complex, *Bull. Volcanol.* **79**, no. 13, doi: [10.1007/s00445-016-1096-2](https://doi.org/10.1007/s00445-016-1096-2).
- Felpeo, A., J. Martí, and R. Ortiz (2007). Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment, *J. Volcanol. Geoth. Res.* **166**, no. 2, 106–116.
- Fournier, R. (2007). Hydrothermal systems and volcano geochemistry, in *Volcano Deformation-Geodetic Monitoring Techniques*, D. Dzurisin (Editor), Springer-Praxis Books in Geophysical Sciences, Berlin, Germany, 323–341.
- Frankel, A., S. Hough, P. Friberg, and R. Busby (1991). Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **81**, 1900–1922.
- Gill, J. B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer-Verlag, New York, New York.
- Godin, O. A. (2006). Recovering the acoustic Green's function from ambient noise cross correlation in an inhomogeneous moving medium, *Phys. Rev. Lett.* **97**, 054301.
- Haller, M. J., H. A. Ostera, A. H. Pesce, M. Gardini, and A. Folgueras (1994). Vulcanostratigrafía reciente y eruptividad del volcán Peteroa, *Congreso Geológico Chileno, N 7, Concepción, Actas 1*, 319–323 (in Spanish).
- Halliday, D. F., A. Curtis, J. O. A. Robertson, and D. J. van Manen (2007). Interferometric surface-wave isolation and removal, *Geophysics* **72**, A67–A73.
- Hamada, G. M. (2004). Reservoir fluids identification using V_P/V_S ratio, *Oil Gas Sci. Technol.-Rev. IFP* **59**, no. 6, 649–654.
- Haney, M. M., and V. C. Tsai (2015). Nonperturbational surface-wave inversion: A Dix-type relation for surface waves, *Geophysics* **80**, no. 6, EN167–EN177, doi: [10.1190/geo2014-0612.1](https://doi.org/10.1190/geo2014-0612.1).
- Haney, M. M., and V. C. Tsai (2017). Perturbational and nonperturbational inversion of Rayleigh-wave velocities, *Geophysics* **82**, no. 3, F15–F28, doi: [10.1190/GEO2016-0397.1](https://doi.org/10.1190/GEO2016-0397.1).
- Kausel, E. (2005). Wave propagation modes: From simple systems to layered soils, in *Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modeling for Soil and Rocks*, C. G. Lai and K. Wilmanski (Editors), CISM International Centre for Mechanical Sciences (Courses and Lectures), Vol. 481, Springer, Vienna, Austria, 165–202.
- Kästle, E. D., R. Soomro, C. Weemstra, L. Boschi, and T. Meier (2016). Two-receiver measurements of phase velocity: Cross-validation of ambient-noise and earthquake-based observations, *Geophys. J. Int.* **207**, no. 3, 1493–1512, doi: [10.1093/gji/ggw341](https://doi.org/10.1093/gji/ggw341).
- Lemus Hernandez, M. G. (2010). Análisis Termal del Complejo Volcánico Descabezado Grande y Planchón Peteroa Mediante Sensores Remotos, *Graduate Thesis*, Universidad de Chile (in Spanish).
- Lesage, P., M. Heap, and A. Kushnir (2018). A generic model for the shallow velocity structure of volcanoes, *J. Volcanol. Geoth. Res.* doi: [10.1016/j.jvolgeores.2018.03.003](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.003).
- Loughlin, S. C., R. S. J. Sparks, S. K. Brown, S. F. Jenkins, and C. Vye-Brown (2015). *Global Volcanic Hazards and Risk*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Lysmer, J. (1970). Lumped mass method for Rayleigh waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **60**, 89–104.
- Mora, M. M., P. Lesage, B. Valette, G. E. Alvarado, C. Leandro, J.-P. Métaixian, and J. Dorel (2006). Shallow velocity structure and seismic site effects at Arenal volcano, Costa Rica, *J. Volcanol. Geoth. Res.* **152**, nos. 1/2, 121–139, doi: [10.1016/J.JVOLGEORES.2005.09.013](https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2005.09.013).
- Mukerji, T., and G. Mavko (2006). *Recent Advances in Rock Physics and Fluid Substitution*, 2006 Special Edition, Vol. 31, CSEG, Calgary, Alberta, Canada.
- Mulargia, F. (2012). The seismic noise wavefield is not diffuse, *J. Acoust. Soc. Am.* **131**, no. 4, doi: [10.1121/1.3689551](https://doi.org/10.1121/1.3689551).
- Nakata, N., P. Boué, F. Brenguier, P. Roux, V. Ferrazzini, and M. Campillo (2016). Body and surface wave reconstruction from seismic noise correlations between arrays at Piton de la Fournaise volcano, *Geophys. Res. Lett.* **43**, doi: [10.1002/2015GL066997](https://doi.org/10.1002/2015GL066997).
- Naranjo, J. (2012). Principales etapas evolutivas holocenas del volcán Planchón y su reactivación relacionada al megasismo del 27 de Febrero de 2010, *Congreso Geológico Chileno*, no. 13, 440–441 (in Spanish).
- Nishitsuji, Y., E. Ruigrok, M. Gómez, and D. Draganov (2014). Global-phase H/V spectral ratio for imaging the basin in the Malargüe region, Argentina, *Seismol. Res. Lett.* **85**, 1004–1011, doi: [10.1785/0220140054](https://doi.org/10.1785/0220140054).
- Petrosino, S., P. Cusano, G. Saccorotti, and E. Del Pezzo (2002). Seismic attenuation and shallow velocity structures at Stromboli Volcano, Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, no. 3, 1102–1116, doi: [10.1785/0120010147](https://doi.org/10.1785/0120010147).
- Picozzi, M., S. Parolai, D. Bindi, and A. Strollo (2009). Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography, *Geophys. J. Int.* **176**, no. 1, 164–174, doi: [10.1111/j.1365-246X.2008.03966.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03966.x).
- Pola, A., G. Crosta, N. Fusi, V. Barberini, and G. Norini (2012). Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks, *Tectonophysics* **566**, 67–86.
- Raponi, M., S. García, M. Gómez, and M. Agosto (2017). Mediciones remotas de SO₂ en el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, empleando un sistema DOAS portable, *Proc. of the XII Meeting of the International Center for Earth Sciences*, 83 pp., ISBN: 978-987-1323-49-4.
- Ruigrok, E., D. Draganov, M. P. Gomez, J. Ruzzante, D. Torres, I. Lopes Pumarega, N. Barbero, A. Ramires, A. R. Castano Ganan, K. van Wijk, et al. (2012). Malargüe seismic array: Design and deployment for the temporary array, *Eur. Phys. J. Plus* **127**, doi: [10.1140/epjp/f2012-12126-7](https://doi.org/10.1140/epjp/f2012-12126-7).
- Saccorotti, G., B. Chouet, and P. Dawson (2003). Shallow-velocity models at the Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analyses of tremor wavefields, *Geophys. J. Int.* **152**, 633–648, doi: [10.1046/j.1365-246X.2003.01867.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01867.x).
- Schimmel, M., and J. Gallart (2004). Degree of polarization filter for frequency-dependent signal enhancement through noise suppression, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, no. 3, 1016–1035.
- Schuster, G. T. (2009). *Seismic Interferometry*, Cambridge University Press, New York, New York, ISBN: 13 978-0-511-54011-0.
- Shapiro, N. M., and M. Campillo (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.* **31**, L07614, doi: [10.1029/2004GL019491](https://doi.org/10.1029/2004GL019491).
- Shen, Y., Y. Ren, H. Gao, and B. Savage (2012). An improved method to extract very-broadband empirical Green's functions from ambient seismic noise, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **102**, no. 4, 1872–1877, doi: [10.1785/0120120023](https://doi.org/10.1785/0120120023).
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E* **69**, doi: [10.1103/PhysRevE.69.046610](https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610).
- Sparks, R. S. J. (2003). Forecasting volcanic eruptions, *Earth Planet. Sci. Lett.* **210**, nos. 1/2, 1–15.
- Sruoga, P., and N. Rubinstein (2007). Processes controlling porosity and permeability in volcanic reservoirs from the Austral and Neuquén basins, Argentina, *AAPG Bulletin* **91**, no. 1, 115–129.
- Stankiewicz, J., T. Ryberg, C. Haberland, Fauzi, and D. Natawidjaja (2010). Lake Toba volcano magma chamber imaged by ambient seismic noise tomography, *Geophys. Res. Lett.* **37**, L17306, doi: [10.1029/2010GL044211](https://doi.org/10.1029/2010GL044211).

- Tapia Silva, F. F. (2010). Análisis estructural del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35°18'y 35°23's), Región del Maule, Chile, *Graduate Thesis*, Universidad de Chile (in Spanish).
- Tassi, F., F. Aguilera, O. Benavente, A. Paonita, G. Chiodini, S. Caliro, M. Agosto, F. Gutierrez, B. Capaccioni, O. Vaselli, *et al.* (2016). Geochemistry of fluid discharges from Peteroa volcano (Argentina-Chile) in 2010–2015: Insights into compositional changes related to the fluid source region(s), *Chem. Geol.* doi: [10.1016/j.chemgeo.2016.04.007](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.04.007).
- Tilling, R. I. (1989). Volcanic hazards and their mitigation: Progress and problems, *Rev. Geophys.* **27**, no. 2, 237–269.
- Toksoz, M. N., C. H. Cheng, and A. Timur (1976). Velocities of seismic waves in porous rocks, *Geophysics* **41**, no. 4, 621–645, doi: [10.1190/1.1440639](https://doi.org/10.1190/1.1440639).
- Tormey, D. R., F. A. Frey, and L. Lopez-Escobar (1989). Geologic history of the active Azufre-Planchón-Peteroa Volcanic Center (35°15's, southern Andes) with implications for the development of compositional gaps, *Rev. Asoc. Geol. Argent.* **44**, nos. 1/4, 420–430.
- Vanorio, T., M. Prasad, D. Patella, and A. Nur (2002). Ultrasonic velocity measurements in volcanic rocks: Correlation with microtexture, *Geophys. J. Int.* **149**, no. 1, 22–36.
- Wapenaar, K., and J. Fokkema (2006). Green's function representations for seismic interferometry, *Geophysics* **71**, SI33–SI44.
- Wapenaar, K., and J. Thorbecke (2013). On the retrieval of the directional scattering matrix from directional noise, *J. Imaging Sci.* doi: [10.1137/12086131X](https://doi.org/10.1137/12086131X).
- Weemstra, K., D. Draganov, E. Ruigrok, J. Hunziker, M. Gomez, and K. Wapenaar (2017). Application of seismic interferometry by multidimensional deconvolution to ambient seismic noise recorded in Malargüe, Argentina, *Geophys. J. Int.* **208**, 693–714, doi: [10.1093/gji/ggw425](https://doi.org/10.1093/gji/ggw425).
- Xia, J., R. D. Miller, and C. B. Park (1999). Estimation of near-surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh waves, *Geophysics* **64**, 691–700, doi: [10.1190/1.1444578](https://doi.org/10.1190/1.1444578).
- Xu, Z., and T. D. Mikesell (2017). On the reliability of direct Rayleigh-wave estimation from multicomponent cross-correlations, *Geophys. J. Int.* **210**, 1388–1393, doi: [10.1093/gji/ggx228](https://doi.org/10.1093/gji/ggx228).
- Zamora, M., G. Sartoris, and W. Chelini (1994). Laboratory measurements of ultrasonic wave velocities in rocks from the Campi Flegrei volcanic system and their relation to other field data, *J. Geophys. Res.* **99**, no. B7, 13,553–13,561.

Appendix

Estimate of the Average Surface-Wave Velocity Using Local Earthquakes

To validate the velocities obtained in this work by processing the noise data, we utilized the records of a group of local earthquakes to estimate the Rayleigh-wave velocities for the area enclosed by the PV-array (Kästle *et al.*, 2016). Using the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) Earthquake Browser, we selected seismic events that occurred in 2012 with magnitudes greater than M_w 4 and depth less than 50 km (see Fig. A1). The events were chosen such that they are located roughly to the west of the PV-array (13 events for further processing and analysis), because it allowed a rough control of the direction of the seismic signals.

Extracting a window containing the surface waves for each event for each of the stations and filtering over the same frequency range as utilized for the noise data, we applied the maximum averaged cross correlation (MACC) method. MACC was developed by Frankel *et al.* (1991) and updated for volcanic areas by Almendros *et al.* (1997) and Almendros (1999). Casas *et al.* (2014) also applied MACC to estimate the apparent P -wave velocity in the area enclosed by the PV-array using the recorded volcano-tectonic events, resulting in an average apparent value of 1.1 km/s.

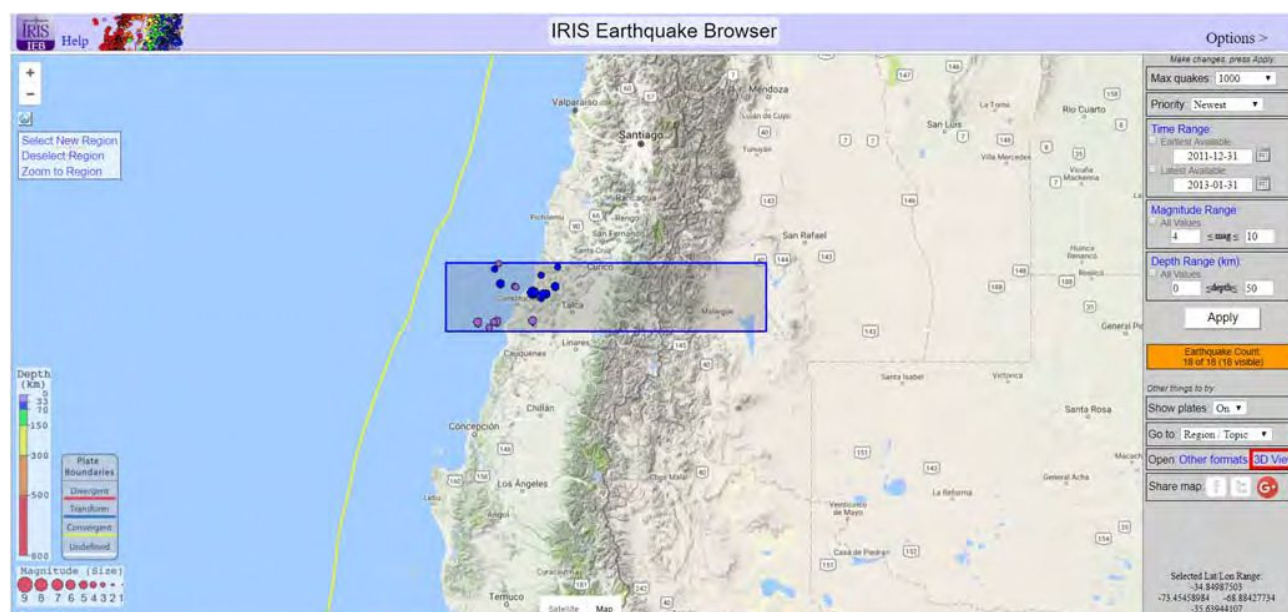


Figure A1. Local earthquakes used to estimate the average Rayleigh-wave velocity for the area enclosed by the PV-array. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

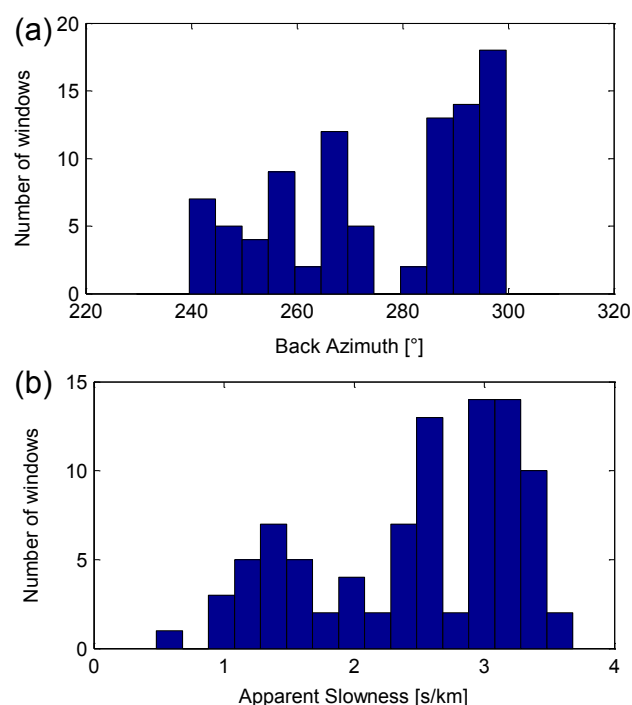


Figure A2. Results of the maximum averaged cross correlation (MACC) method. (a) Number of windows converged to back azimuth values and (b) number of convergent windows per apparent slowness. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

Specifying a range of possible apparent slowness and back-azimuth values, a time-window length for correlation, a frequency range of processing, and the length of the data to use, MACC estimates the back azimuth of an event and the slowness of the waves propagating throughout the area enclosed by the stations. Naturally, the obtained slowness is related to the type of waves contained in the input data. Therefore, we used only input data, including the surface waves of the selected events.

MACC calculates the correlation coefficients of running correlation windows for all the possible back-azimuth and slowness values. From the selected events, correlation windows with the greatest correlation coefficients were accepted. No spatial filters were applied to the data before processing, so seismic energy arriving from any direction at those times would be also taken into account by the MACC method. It is clear that the energy released by the earthquakes is much greater than that of any ambient-seismic noise; however, the algorithm could also differentiate it. Then, to avoid windows dominated by waves coming from a direction different of that of the event, only waves with a back azimuth between 240° and 300° were selected. Finally, no constraints were applied to the slowness values of the correlation windows.

The results are shown in Figure A2. The presence of body waves propagating along the array might influence the time windows to converge at lower slowness values (higher velocities). Still, we observe that a majority of the windows

converge to slowness values between 2.25 and 3.5 s/km, or velocities of ~ 0.29 and 0.45 km/s. An average value of 0.4 km/s is computed over the array. These results corroborate the velocities estimated from the noise correlations.

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata, CONICET
Paseo del Bosque s/n
B1900FWA
Argentina
acasas@fcaglp.unlp.edu.ar
(J.A.C.)

Environmental Seismology Laboratory
Department of Geosciences
Boise State University
1910 University Drive
Boise, Idaho 83725-1535
dylanmikesell@boisestate.edu
(T.D.M.)

Department of Geoscience and Engineering
Delft University of Technology
Stevinweg 1, 2628 CN Delft
The Netherlands
d.s.draganov@tudelft.nl
(D.D.)

Institute of Geophysics
Faculty of Physics
University of Warsaw
ul. Pasteura 5, room B4.41
02-093 Warszawa, Poland
Simone. Lepore@fuw.edu.pl
(S.L.)

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata
Paseo del Bosque s/n
B1900FWA
Argentina
gbadi@fcaglp.fcaglp.unlp.edu.ar
(G.A.B.)

Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur
(OVDAS-SERNAGEOMIN)
Rudecindo Ortega 03850
Temuco, Chile
luis.franco@sernageomin.cl
(L.F.)

International Center for Earth Sciences
Comision Nacional de Energía Atómica
Avenida General Paz 1499, Buenos Aires
Argentina
mpgomez@cnea.gov.ar
(M.G.)

Manuscript received 25 September 2017;
Published Online 3 July 2018

Capítulo VIII

Monitoreo sísmico del Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha

VIII.1 Metodología

Las correlaciones entre las componentes de una misma estación (autocorrelaciones y correlaciones cruzadas) permiten obtener una estimación de la coda de la función de Green, es decir, aquella energía redistribuida en el subsuelo por interacción con las heterogeneidades allí ubicadas. Estas funciones de correlación, obtenidas en el tiempo, pueden ser, entonces, utilizadas para describir los cambios subsuperficiales ocurridos a lo largo del tiempo de registro.

La metodología aplicada consiste en la construcción y comparación de dos trazas, una representativa de un estado de referencia del subsuelo, y otra de un estado particular del mismo, aquel que se pretende caracterizar. Una de las ventajas de esta metodología es permitir prescindir de la construcción de las funciones de Green para la precisa estimación de las velocidades del subsuelo. Una similar distribución espacial de las fuentes en el tiempo resulta suficiente para lograr una precisa estimación de los cambios de velocidad sísmica del subsuelo. Un error relativo de $\sim 20\%$ es esperable ante la continuidad espacio-temporal del 50% de las fuentes ([Hadziioannou et al., 2009](#)).

A raíz de su emancipación de las limitaciones impuestas por la utilización de pares de estaciones, la metodología implementada supone un aumento de la resolución en la estimación de los cambios de velocidad del subsuelo, en su comparación con aquella metodología basada en correlaciones de una misma componente de sensores distintos ([Hobiger et al., 2014](#); [De Plaen et al., 2016](#)). La utilización de las frecuencias más altas conduce a un incremento de la información disponible, posibilitando un análisis más preciso de las condiciones subsuperficiales.

VIII.2 Aplicación

La presente aplicación comprende el uso de información sísmica registrada entre los años 2011 y 2016 por cuatro estaciones (ver Tabla [VIII.1](#)) ubicadas dentro de un radio de 7 km del volcán Cuicocha, centro activo del CVCC (ver Figura [IV.7](#)). Mediante interferometría sísmica, se estiman las variaciones de velocidad sísmica ocurridas en el área de influencia para cada una de las estaciones, permitiendo caracterizar los cambios mecánicos del subsuelo volcánico en el periodo de registro, y, consecuentemente, contribuir al entendimiento de la evolución temporal del sistema magmático analizado.

VIII.2.1 Procesamiento y Resultados

La aplicación de correlaciones cruzadas y el posterior análisis de los cambios de velocidad del subsuelo son instancias del procesamiento que requieren el previo acondicionamiento (pre-procesamiento) del dato de entrada con el objeto de aprovechar el máximo potencial de la información contenida en el mismo. En este trabajo, las tareas de pre-procesamiento son realizadas empleando el programa MSNoise ([Lecocq et al., 2014](#)), un código abierto escrito en Python ([Rossum and Swallow, 2011](#)). En primer lugar, MSNoise permite el relleno de las muestras faltantes de la serie de datos (*gaps*) mediante la interpolación de muestras adyacentes (para un gap menor a 10 muestras), con el objeto de proveer una continuidad

CAPÍTULO VIII. MONITOREO SÍSMICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO COTACACHI-CUICOCHA

Tabla VIII.1: Componentes, ancho de banda, y periodo de registro analizado de cada una de las estaciones instaladas en el área del CVCC.

| Estación | Componentes | Ancho de banda | Inicio de registro | Fin de registro |
|----------|-------------|-----------------------|--------------------|-----------------|
| COTA | Z | Corto periodo (1 Hz) | 2011-05-20 | |
| CUIC | Z | | 2011-05-19 | |
| | N,E | | 2013-11-09 | 2016-01-26 |
| CUSE | | Banda ancha (0.01 Hz) | | |
| CUSW | Z,N,E | | 2013-01-11 | |

temporal; la remoción del valor medio de la señal, la cual indicaría una amplitud espectral no nula en el continuo (0 Hz); la segmentación del dato en intervalos de un día; el suavizado de los bordes de estas ventanas; y el relleno de ceros en el caso de días incompletos. Cada una de las tareas implementadas conduce a un adecuado comportamiento de la señal tanto en el dominio temporal como en el de las frecuencias.

Experimentalmente, los registros para frecuencias menores a 10 Hz han demostrado una variabilidad espacio-temporal de las fuentes de origen suficientemente pequeña como para asegurar el adecuado funcionamiento de la metodología implementada (Hobiger et al., 2014; De Plaen et al., 2016). La información sísmica registrada es, entonces, filtrada en el máximo rango de frecuencias de interés (<10 Hz), y remuestreada a 20 muestras por segundo, con el objeto de no solo liberar espacio físico de memoria sino incrementar la velocidad del procesamiento. Por último, es destacable que la metodología utilizada comprenda un procesamiento por cada estación individualmente, razón por la cual no resulta necesario remover las respuestas instrumentales.

En la presente aplicación, MSNoise es también utilizado para el cómputo de las correlaciones entre las componentes de una misma estación (autocorrelaciones y correlaciones cruzadas, combinaciones designadas según las componentes correspondientes como ZZ, EE, NN, ZE, ZN, y NE). Con el objeto de atenuar las amplitudes espurias (arribos no físicos y ruido incoherente) en las funciones de correlación utilizadas, se selecciona una longitud de ventana de correlación suficientemente larga como para que las correlaciones resalten la energía coherente de propagación, sin que esta elección conduzca a un aumento excesivo del tiempo de cálculo. De esta manera, los registros diarios son segmentados en ventanas de correlación de 30 minutos (Hobiger et al., 2014).

El registro de la energía liberada por sismos cercanos o de magnitud elevada, así como ciertas irregularidades instrumentales, y fuentes de ruido no estacionarias, pueden conducir a una disminución de la resolución de las funciones de correlación, por ello se suprimen las amplitudes de los intervalos de la serie temporal con amplitudes superiores a tres veces la raíz de la media cuadrática de la serie (RMS, en la literatura científica) (Bensen et al., 2007). Asimismo, efectos de resonancia o contribuciones diferenciales de los procesos de atenuación a distintas frecuencias conducen a un desbalance de la energía de la señal a lo largo del espectro de frecuencias. La energía contenida en las mayores frecuencias otorga información esencial para el incremento de la resolución de los resultados, sin embargo, la misma eventualmente es superada ampliamente por las de menor frecuencia. Se aplica entonces, una compensación de estos efectos a partir de una normalización en el dominio frecuencial (blanqueo espectral), paso que es omitido para las autocorrelaciones, para las cuales solo se tiene información del espectro de amplitud.

Las ventanas de correlación pre-procesadas son, entonces, correlacionadas sin solapamiento y apiladas de manera lineal, permitiendo una atenuación de los arribos no físicos y del ruido incoherente para las trazas de cada uno de los días. La información útil para la descripción del subsuelo se encuentra en los tiempos más cercanos al origen, por lo que solo una ventana de tres minutos (1.5 minutos desde la posición central) es finalmente utilizada (por cuestiones gráficas, la Figura VIII.1 solo muestra una ventana de dos minutos centrada en el origen).

Con el objeto de establecer un control sobre cada uno de los parámetros involucrados, en particular, los intervalos de frecuencia, la ventana temporal de análisis, la utilización de la parte causal, acausal, o su promedio; y la estimación de los errores, el análisis de los cambios de velocidad subsuperficiales es realizado por códigos de propio desarrollo.

La descripción de la evolución temporal de la velocidad del subsuelo se basa, fundamentalmente, en la

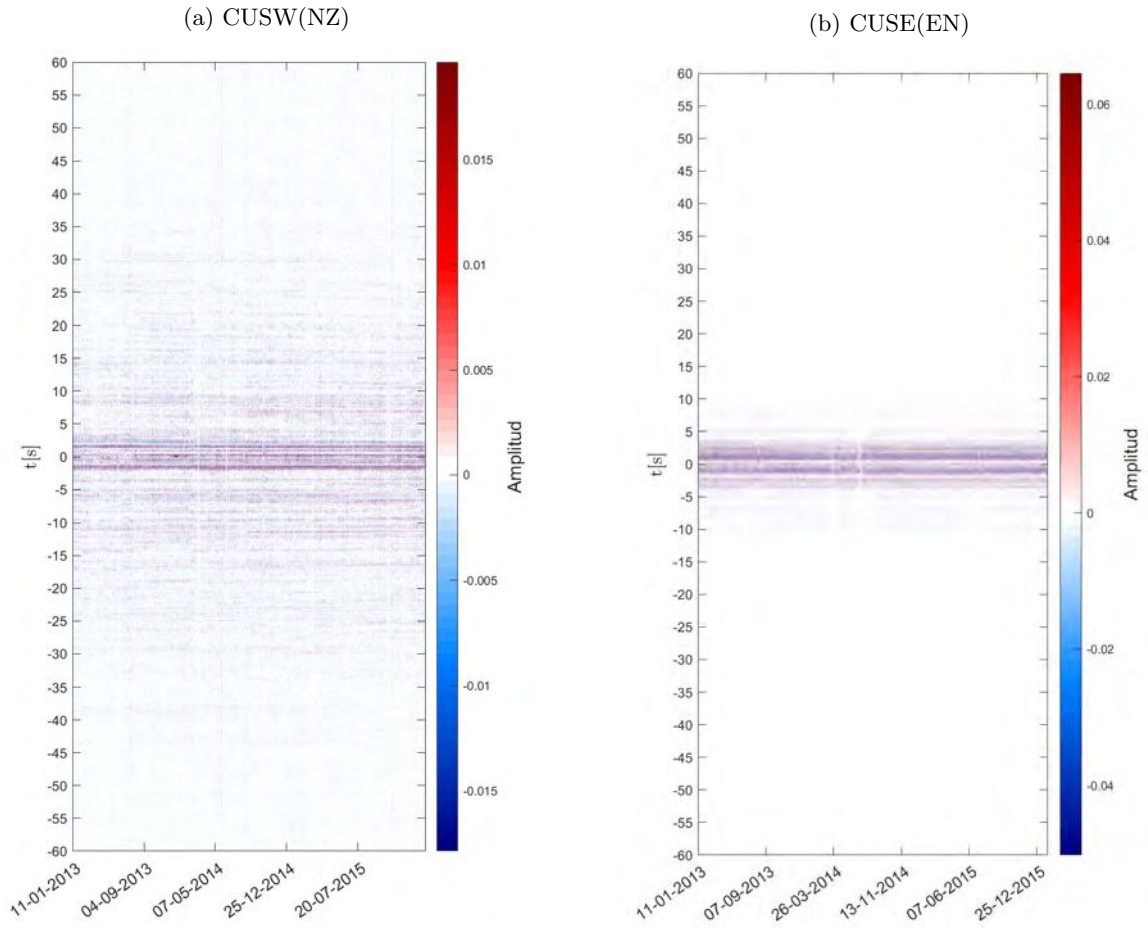


Figura VIII.1: Funciones de correlación obtenidas para las estaciones (a) CUSW y (b) CUSE para las combinaciones NZ y EN, respectivamente; para el rango de frecuencias $[2, 4]$ Hz. Por razones gráficas, las trazas solo muestran un intervalo temporal de dos minutos centrado en el origen.

comparación de una traza de referencia, representativa de un estado de estabilidad del subsuelo, y una traza transitoria, representativa del estado circunstancial del mismo. La traza sísmica de referencia se construye por el apilamiento de una cantidad suficientemente grande de funciones de correlación diarias asociadas a un periodo de estabilidad del sistema a analizar. En este trabajo, la traza de referencia es construida mediante el apilamiento de funciones de correlación diarias asociadas a un periodo de mínima actividad observada en el área del CVCC (ver Figura VIII.2), específicamente, entre los días 11 de enero de 2013 y 26 de enero de 2016.

Las trazas transitorias corresponden a las funciones de correlación diarias, o a un apilamiento de un grupo de ellas para un intervalo temporal seleccionado en el caso de que, individualmente, presenten una escasa estabilidad de las variaciones de velocidad en el tiempo. Esta estabilidad es evaluada a partir de un análisis del coeficiente de correlación entre la traza de referencia y las trazas transitorias, para un número variable de días (ver Figura VIII.3). Una mayor estabilidad implica la utilización de una mayor cantidad de funciones de correlación diarias para la construcción de las trazas transitorias, lo que conduce a un aumento de los valores del coeficiente de correlación en el tiempo, incremento de las fuentes estables involucradas (o disminución de las fuentes no estacionarias), y disminución de los errores relativos en las estimaciones de las variaciones de velocidad (Hadziioannou et al., 2009); todo ello a costa de una disminución de la resolución temporal, es decir, de la descripción más detallada de los sucesos ocurridos en el tiempo. A raíz de este análisis, las trazas transitorias son construidas por el apilamiento de 5 días (2 días previos y 2 días posteriores al evaluado). Este análisis también posibilita (para el caso de las correlaciones cruzadas) la comparación entre la parte causal (amplitudes a tiempos positivos), la parte acausal (amplitudes a tiempos negativos), y su promedio para cada una de las correlaciones. La generalizada similitud del coeficiente de correlación de la parte causal, acausal, y el promedio, con la traza de referencia (ver Figura VIII.2), sumado al probable aumento de la estabilidad de las funciones de correlación para el promedio, conducen a la selección de esta última para la estimación de las variaciones

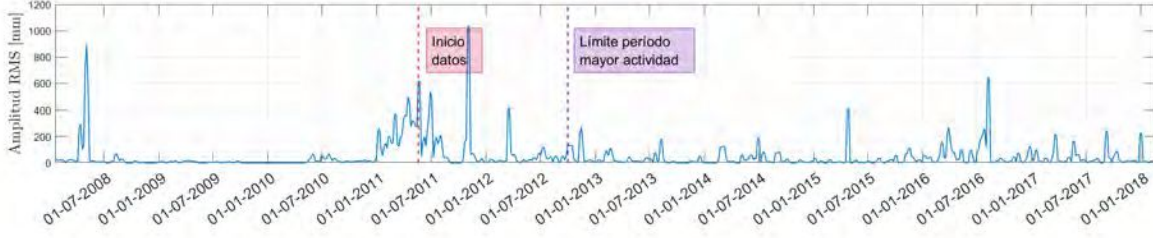


Figura VIII.2: Variación temporal de la amplitud RMS de los eventos catalogados desde enero de 2008. Las líneas verticales indican el inicio del intervalo de análisis y la delimitación entre los periodos de actividad.

de velocidad del subsuelo.

A raíz del elevado grado de heterogeneidad del subsuelo (inherente a zonas volcánicas como la estudiada), y el registro de un campo de ondas altamente dispersado, las metodologías más difundidas hasta el momento para la estimación de las variaciones de velocidad sísmica del subsuelo, deberían suministrar resultados similares (Daskalakis et al., 2016). La presente aplicación emplea el método de *Stretching* (Lobkis and Weaver, 2003). Este método consiste en la determinación del coeficiente de elongación del eje temporal (ϵ) que maximiza el coeficiente de correlación entre la traza de referencia $CC_r(t)$ y una modificación de la transitoria $CC_{tr}(t)$, como es expresado en la Ecuación VIII.1.

$$C(\epsilon) = \frac{\int_{t_1}^{t_2} CC_r(t) CC_{tr}(t) \partial t}{\sqrt{\int_{t_1}^{t_2} [CC_{tr,\epsilon}(t)]^2 \partial t} \sqrt{\int_{t_1}^{t_2} [CC_r(t)]^2 \partial t}} \quad (\text{VIII.1})$$

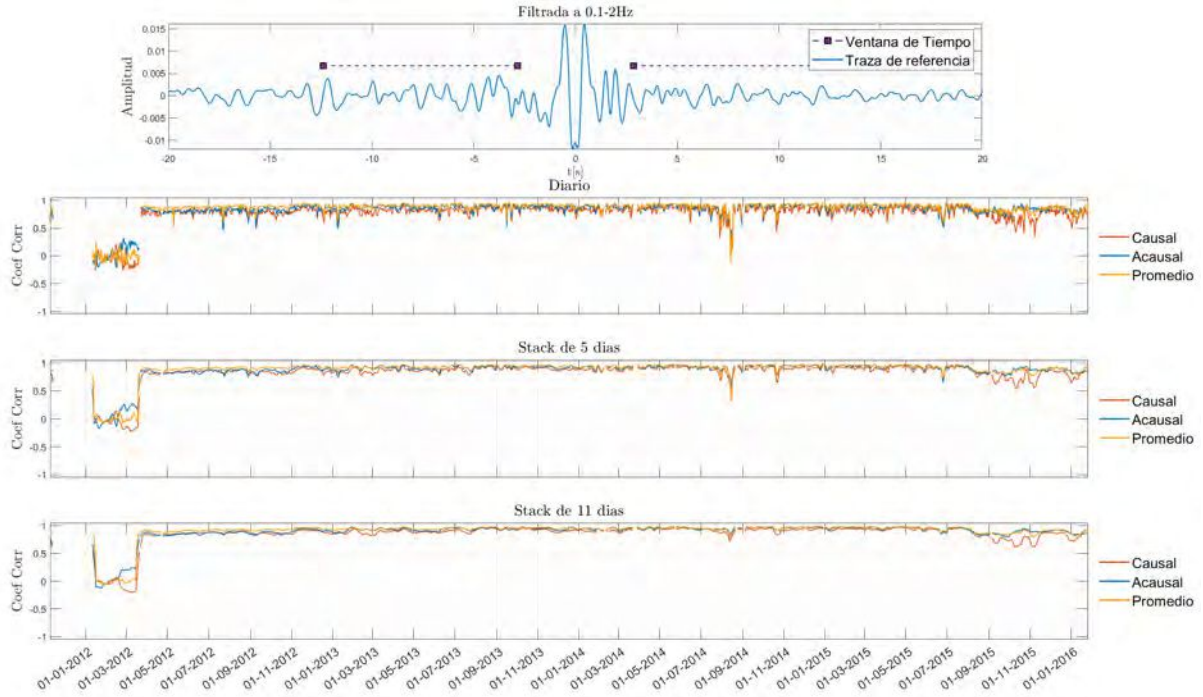
donde $CC_{tr,\epsilon}(t) = CC_{tr}(1 + \epsilon)$ es la versión elongada de la traza transitoria, y los valores temporales t_i son seleccionados de manera tal de contener solo información de ondas dispersadas múltiples veces en el subsuelo (evitando la energía correspondiente al arribo directo, si lo hubiere), y de muestrear un volumen de interés. El coeficiente de elongación representa la variación relativa temporal de la fase entre dos trazas, señalando una estimación de la variación relativa de velocidad en el medio, como muestra la Ecuación VIII.2 (Snieder et al., 2002). La estimación de este coeficiente de elongación en el tiempo (es decir, para un conjunto de trazas transitorias) permite caracterizar la evolución subsuperficial del CVCC.

$$\epsilon = -\frac{\partial t}{t} = \frac{\partial v}{v} \quad (\text{VIII.2})$$

Con el objeto de describir los cambios temporales de la velocidad sísmica del subsuelo a distintas escalas espaciales, la metodología descrita se aplica en rangos de frecuencias de 2 Hz, excepto para el primer intervalo espectral, definido por [1 , 2] Hz para la estación corto periodo COTA, y [0.1 , 2] Hz para las estaciones banda ancha CUIC, CUSE, y CUSW; hasta un límite superior dado por la falta de coherencia de las funciones de correlación para días contiguos. Así, complementan el primer rango de frecuencias, los intervalos [2 , 4] Hz, [4 , 6] Hz, y [6 , 8] Hz.

Para cada uno de los rangos espectrales, el comienzo de la ventana temporal de las trazas utilizada para la estimación de los cambios de velocidad t_{min} , es seleccionado de acuerdo al tiempo a partir del cual se dispone de información del campo de ondas dispersado múltiples veces en el subsuelo ubicado por debajo de la estación de registro. Luego, se selecciona $t_{min} = 3T_C$, donde $T_C = \frac{1}{f_C}$ es el periodo característico de la señal y f_C la frecuencia central del rango utilizado (Mordret et al., 2010; Daskalakis et al., 2016). Asimismo, la ventana temporal debe poseer suficiente extensión como para que el campo de ondas dispersado haya recorrido múltiples veces el subsuelo de interés. Se utiliza entonces, una ventana temporal de $10T_C$, es decir, $t_{max} = t_{min} + 10T_C$. A modo estimativo, si asumimos una velocidad promedio típica de propagación de la energía (en este caso, 3 km/s -velocidad de onda S promedio a 1 km de profundidad estimada por un modelo genérico para volcanes andesítico-basálticos (Lesage et al., 2018), la ventana temporal $[3T_C, 13T_C]$ representaría un muestreo del subsuelo a una máxima distancia de ~ 18 km de la estación de registro. Sin embargo, la limitada información disponible de las condiciones subsuperficiales presentes en el área del CVCC conduce a un desconocimiento de las propiedades de propagación de la energía sísmica, y, consecuentemente, restringe la precisa descripción

(a) CUIC(NZ)



(b) CUIC(NN)

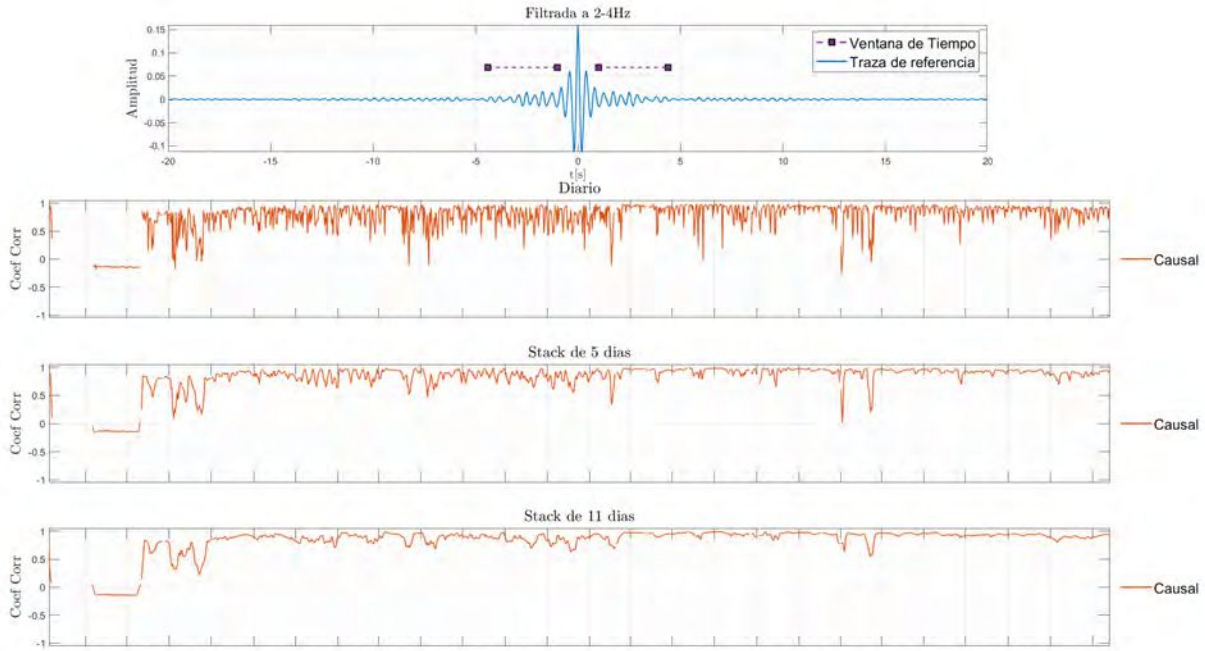


Figura VIII.3: Evolución del coeficiente de correlación entre la traza de referencia (gráfico superior), y las trazas transitorias construidas (según su orden en el gráfico): sin apilamiento, por apilamiento de funciones de correlación de 5 días, y apilamiento de 11 días; para las combinaciones (a) NZ y (b) NN de la estación CUIC, y en los rangos de frecuencias $[0.1, 2]$ Hz y $[2, 4]$ Hz, respectivamente. En (a) se muestra la variación del coeficiente de correlación para las partes causal, acausal, y el promedio.

de los volúmenes del subsuelo muestreados. Aun así, las distancias recorridas permitirían analizar adecuadamente los fenómenos ocurridos en un volumen que comprende las estructuras morfológicas superficiales de este Complejo Volcánico (particularmente, la estructura del volcán inactivo Cotacachi, y

la actual caldera del volcán Cuicocha), ubicados en un radio de ~ 10 km del centro de la red de estaciones.

Finalmente, para cada una de las estaciones de la red, su correspondiente periodo de registro, y sus combinaciones entre componentes (según corresponda, ZZ, EE, NN, ZE, ZN, y NE), para cada rango de frecuencias utilizado, y la ventana de tiempo seleccionada, se obtienen las estimaciones de la variación de velocidad mediante la aplicación del método de *stretching* (ver Figura VIII.4).

VIII.3 Interpretación

Para las estaciones CUIC, CUSE, y CUSW (estaciones de tres componentes), los resultados de la aplicación del método de *Stretching* para las distintas combinaciones de sus componentes indican una evidente similitud en los valores de variación relativa de velocidad obtenidos en cada rango de frecuencias analizado. Sin embargo, las curvas para las autocorrelaciones (ZZ, NN, y EE) demuestran una mayor inestabilidad de la variación temporal de la velocidad, evidenciando un mayor error relativo (ver el caso de la estación CUIC en la Figura VIII.4). A raíz de las diferencias reducidas entre las curvas obtenidas para las distintas combinaciones de una misma estación, se utiliza el promedio de aquellas de mayor estabilidad temporal (es decir, de las componentes cruzadas), excepto para la estación COTA, que solo cuenta con componente Z. Luego, una única curva, por rango espectral, permite la descripción de las variaciones de velocidad en cada estación (ver Figura VIII.5).

En términos generales, las variaciones de velocidad obtenidas para las correlaciones cruzadas (estaciones CUIC, CUSE, y CUSW), demuestran una disminución general del coeficiente de correlación (entre la traza de referencia y las sucesivas trazas transitorias) cuanto mayor es el rango de frecuencias analizado. La causa de ello puede estar originada en la mayor complejidad (variabilidad y mecanismos de origen) de las fuentes sismogénicas para las mayores frecuencias del dato (Picozzi et al., 2009), lo que conduce a una mayor inestabilidad de las funciones de correlación y, consecuentemente, a un menor coeficiente de correlación y un mayor error relativo en la estimación de las variaciones de velocidad en el tiempo. En cambio, los resultados para la estación COTA (solo de componente Z) señalan valores interpretables en el rango de frecuencias [2, 4] Hz, y escasamente en los intervalos [4, 6] Hz y [6, 8] Hz. Asimismo, los valores del coeficiente de correlación asociados a autocorrelaciones, permiten inferir que una posible causa de las diferencias de estabilidad temporal observadas, respecto a las funciones de correlación de las componentes cruzadas, sea la ausencia de la aplicación de la normalización espectral en la etapa de pre-procesamiento, conduciendo a una probable mayor sensibilidad de las autocorrelaciones a los cambios espacio-temporales de las fuentes.

La sismicidad registrada en el área del CVCC es una de las fuentes de información utilizada para la interpretación de los resultados. La información de los sismos volcánicos tipo largo periodo (LP), volcano-tectónicos (VT), e híbridos (HB) son proporcionados por el IGEPN (Ecuador), institución encargada de realizar las actividades de monitoreo en el CVCC. La información de los sismos tectónicos es obtenida de la base de datos suministrada por el USGS (Estados Unidos), para un radio de 100 km alrededor del volcán Cuicocha.

Un análisis por estación de la variación del coeficiente de correlación, las variaciones relativas de

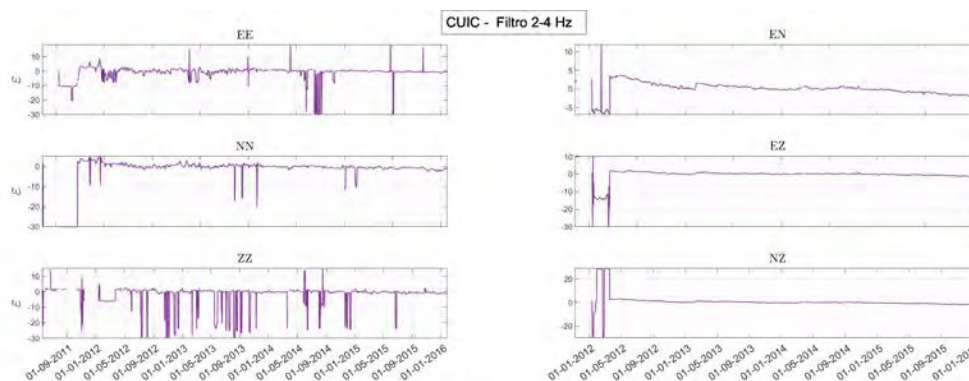
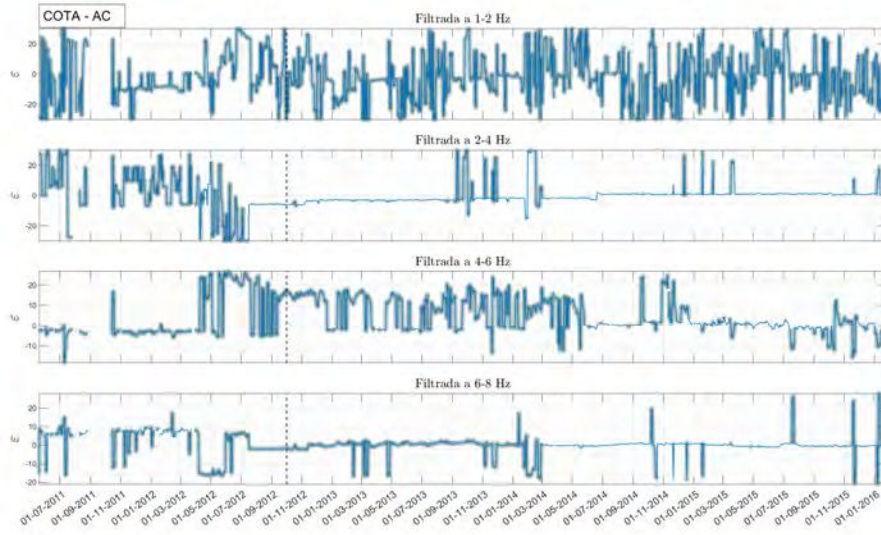


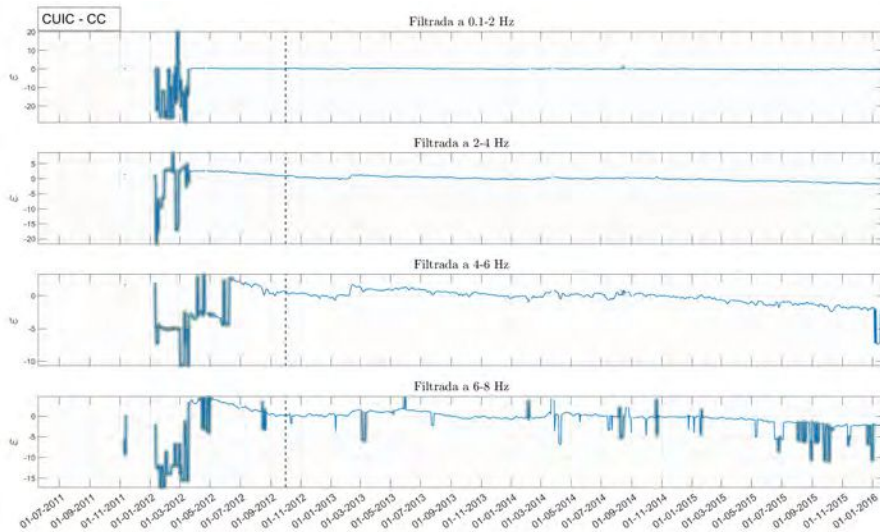
Figura VIII.4: Variaciones de velocidad obtenidas para la estación CUIC en el rango de frecuencias [2, 4] Hz. A la izquierda de la figura, los resultados para las autocorrelaciones, a la derecha, para las correlaciones cruzadas.

velocidad, y de la cantidad y tipos de la sismicidad volcánica y tectónica registrada en el área del CVCC (por ejemplo, para la estación CUSE y CUIIC, y los rangos de frecuencias [2, 4] Hz y [4, 6] Hz, respectivamente, mostrados en la Figura VIII.6), en conjunto a la variación temporal de la amplitud RMS de los eventos catalogados (Figura VIII.2), permite describir la evolución temporal de este sistema volcánico. Este análisis sugiere la presencia de dos periodos de actividad sísmica distintivos (observados principalmente en las estaciones CUIIC y COTA, de mayor periodo de registro). El primero de ellos, el de mayor actividad, comprende el intervalo de registro anterior a, aproximadamente, el día 2012-10-01, conteniendo la mayor cantidad de eventos LP y HB, y en menor medida eventos VT; con variaciones relativas de velocidad inestables en el tiempo; caracterizado por un coeficiente de correlación bajo (incluso de valores negativos para algunos rangos de frecuencias), lo que en conjunto permite inferir que las fuentes actuantes difieren en gran medida respecto del tiempo de registro de referencia (2013-01-11 a 2016-01-26). El reducido coeficiente de correlación durante gran parte de este periodo impide la interpretación de las estimaciones de velocidad. Sin embargo, es destacable que los últimos días del mismo periodo exhiben un incremento del coeficiente de correlación, acompañado de una disminución de la cantidad de eventos LP en relación a los VT, y un aumento de la estabilidad de las variaciones de velocidad en el tiempo. Se infiere entonces, la presencia de un sub-intervalo, de transición hacia el

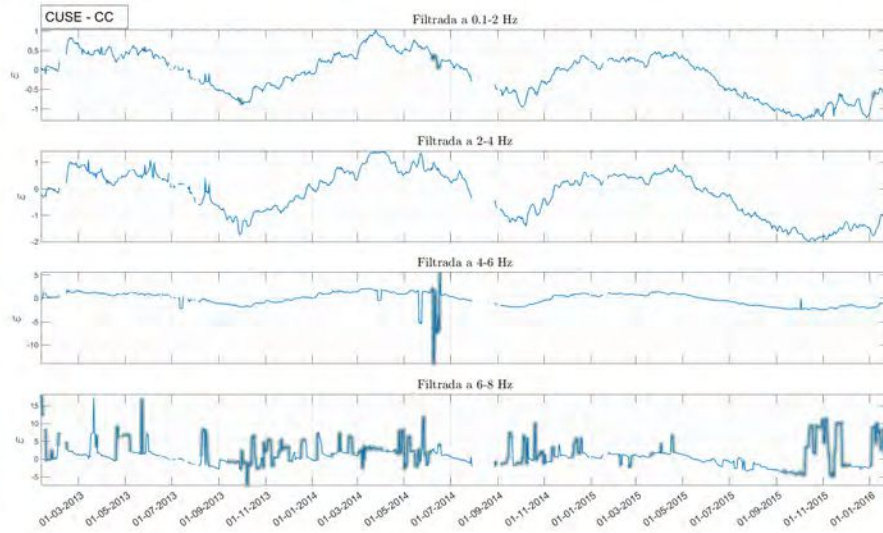
(a)



(b)



(c)



(d)

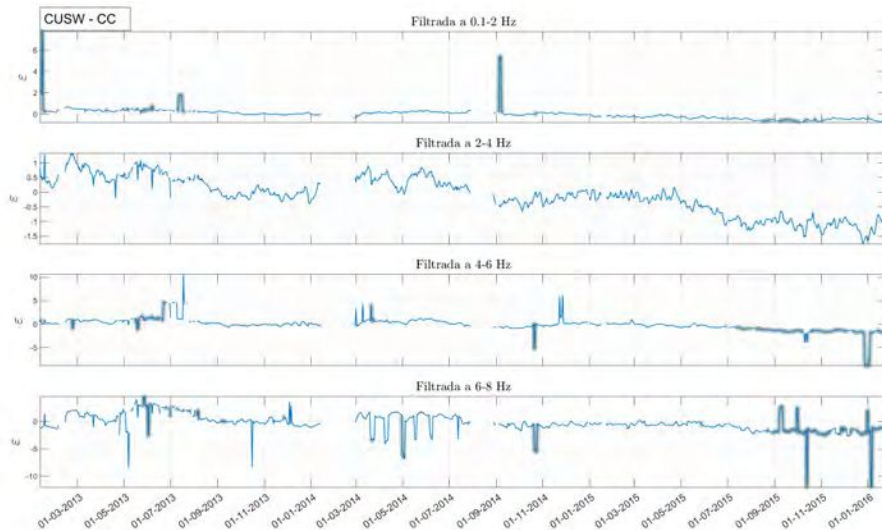


Figura VIII.5: Resultados de las variaciones de velocidad para cada rango de frecuencias de cada una de las estaciones de la red utilizada. AC: identifica aquella estación de componente Z. CC: la curva promedio es obtenida mediante apilamiento de los resultados para las componentes cruzadas. Los periodos de actividad sísmica están delimitados por una línea vertical. Las secciones sombreadas de las curvas identifican los tiempos para los cuales el coeficiente de correlación (en relación a la traza de referencia) es menor a 0.8. Una línea vertical punteada señala el inicio de un periodo de menor actividad.

periodo de menor actividad sísmica, con fuentes de mayor estabilidad espacio-temporal. El segundo periodo, días posteriores a 2012-10-01, comprende una muy superior cantidad de eventos VT respecto de LP y HB, valores de coeficientes de correlación mayores (gran proporción de valores mayores a 0.8 -ver Figura VIII.5), y una mayor estabilidad temporal de las variaciones de velocidad estimadas; por tal, en este caso, un menor error relativo, traducido en una mayor estabilidad espacio-temporal de las fuentes.

Las cuatro estaciones proveen una estimación de las variaciones de velocidad del subsuelo para el periodo de mayor estabilidad de la curva de velocidad. Mientras que la estación más septentrional (COTA) señala un aumento de la velocidad del 2.5% para el único rango de frecuencias interpretable ($[2, 4]$ Hz), las tres estaciones más meridionales (CUIC, CUSE, y CUSW) demuestran, en el total, una leve disminución de

la velocidad en el tiempo de análisis, con una magnitud de $\sim 1.5\%$ en el caso de las estaciones CUSE y CUSW, y de $\sim 2\%$ en el caso de la estación CUIC. Esta variación de velocidad espacial podría estar originada por una modificación paulatina del campo de presiones del subsuelo, siendo la disminución de velocidad una expresión de la ocurrencia del gran número de eventos VT característicos del periodo de actividad. Asimismo, CUIC, CUSE, y CUSW reflejan variaciones de velocidad con una modulación anual, caracterizadas por un máximo local en el mes de abril y un mínimo local en el mes de octubre. Si bien este máximo local se correlaciona con el máximo de precipitaciones anual ([Anuarios Meteorológicos](#), Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología -INAMHI), este fenómeno no explicaría la presencia del mínimo local. Asimismo, no se observa una correlación con las variaciones de temperatura en el área. Esta modulación sería probablemente originada por variaciones estacionales de las fuentes de ruido ([Sens-Schönfelder and Wegler, 2006](#); [Zhan et al., 2013](#)). Por último, se observa una eventual disminución del coeficiente de correlación ante la ocurrencia de algunos sismos tipo VT (por ejemplo, el efecto del enjambre ocurrido el 2014-03-01 en los resultados de la estación COTA) y de eventos tectónicos cercanos (ej., el efecto de cinco sismos ocurridos hacia fines de octubre de 2014, en los resultados de la estación CUIC). El efecto de los eventos sísmicos sobre las curvas resulta despreciable respecto a las contribuciones mencionadas anteriormente.

VIII.4 Conclusiones

Mediante la aplicación de interferometría sísmica basada en correlaciones de las componentes de una misma estación, es posible la descripción de la evolución de las condiciones del subsuelo ubicado por debajo de las estaciones de registro. En esta oportunidad, se utiliza una red de cuatro estaciones instaladas en área del volcán Cuicocha, Ecuador. Para cada una de estas estaciones, se obtienen funciones de correlación diarias, estimaciones de la coda de las funciones de Green para el subsuelo ubicado debajo de las mismas. Estas funciones constituyen estados circunstanciales del subsuelo, las que son utilizadas para la estimación de las variaciones de velocidad subsuperficiales.

De la descripción de la actividad manifestada por el CVCC a lo largo del periodo de registro, se selecciona el intervalo de menor actividad para la construcción de la traza de referencia. Luego, un análisis del coeficiente de correlación entre la traza de referencia y las trazas transitorias, permite seleccionar la cantidad de días utilizados para la construcción de estas últimas, y definir el uso de la parte causal, acausal, o promedio de ellas, para el cálculo de los cambios de velocidad.

Mediante la aplicación del método de *Stretching*, se obtienen las curvas de variación de velocidad para las distintas combinaciones de las componentes de cada estación, es decir, ZZ, EE, NN, ZE, ZN, y NE, excepto para la estación COTA, que solo provee información en ZZ. Los resultados de estas combinaciones, para cada una de las estaciones y para cada uno de los rangos de frecuencias seleccionados, presentan una gran similitud, siendo su mayor diferencia la inestabilidad temporal superior presente en las autocorrelaciones. La descripción de los cambios subsuperficiales se realiza, entonces, sobre el promedio de las estimaciones con el menor error relativo, es decir, las de componentes cruzadas.

La presente aplicación constituye el primer estudio realizado en el CVCC para la descripción de las variaciones de velocidad sísmica en el subsuelo volcánico. Los resultados permiten concluir que durante el periodo mayo de 2011 a enero de 2016, el CVCC ha presentado una leve disminución de la velocidad sísmica en su sector sur acompañado de un pequeño aumento del mismo parámetro en su región norte, cercano el volcán Cotacachi. Se infiere entonces, la presencia de mínimas variaciones, sostenidas en el tiempo de registro, de las condiciones subsuperficiales de este complejo volcánico, interpretación coincidente con la actividad observada en superficie ([Reportes de Actividad Volcánica](#), IGEPN). La distribución y tipo de fuentes son dos parámetros que influyen en la calidad de la estimación de los cambios de velocidad del subsuelo. Las correlaciones de componentes cruzadas de una misma estación suministran estimaciones más estables en el tiempo, lo que podría estar originado por una mayor sensibilidad de las autocorrelaciones a las variaciones espacio-temporales de las fuentes de ruido. Estos resultados constituyen un marco de referencia para la interpretación de los resultados durante periodos de mayor complejidad, como eventuales crisis sismovolcánicas. Por último, es esperable que la presente metodología pueda ser integrada a las actividades de monitoreo de rutina realizados por el IGEPN en este complejo volcánico.

(a) CUSE



(b) CUIC

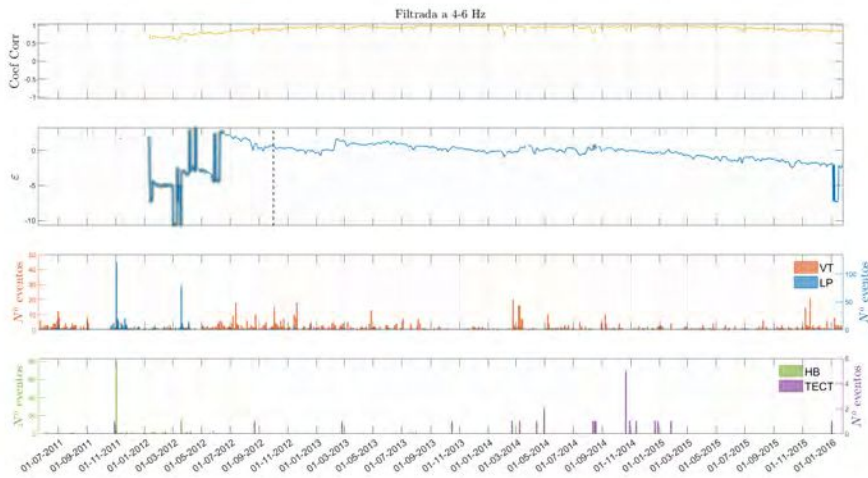


Figura VIII.6: Coeficiente de correlación, variación de velocidad sísmica subsuperficial, y sismicidad registrada en el área, para las estaciones (a) CUSE y (b) CUIC, en los rangos de frecuencias [2, 4] Hz y [4, 6] Hz, respectivamente. Los periodos de actividad sísmica son delimitados por una recta vertical situada el 2010-10-01. Los distintos tipos de eventos son designados como LP: largo periodo, VT: volcano-tectónicos, HB: Híbridos, TECT: tectónicos.

Capítulo IX

Conclusiones generales

La completa descripción de los sistemas magmáticos activos y el pronóstico certero de su comportamiento a corto, mediano, y largo plazo, han demostrado ser tareas de extrema dificultad. Dentro de los factores que determinan el grado de dificultad, se destaca la alta complejidad de los sistemas volcánicos estudiados, originada en la multiplicidad de procesos físico-químicos a distintas escalas espaciales y temporales, y el gran número de variables que intervienen en cada uno de estos procesos. El conocimiento limitado (muchas veces, nulo) de los mecanismos que motivan la fenomenología observada, de los parámetros involucrados, y de los posibles productos, incrementa la incertidumbre en la estimación el riesgo experimentado por las poblaciones cercanas a los sistemas magmáticos bajo análisis, muchas veces una contribución a consecuencias económicas o sociales irreversibles. La adquisición de conocimiento sobre los sistemas magmáticos de interés, a partir de la aplicación de múltiples técnicas desde un amplio espectro de disciplinas, resulta fundamental para solventar la problemática planteada. Una de las técnicas más novedosas dentro de la sismología para este fin es la interferometría sísmica (IS).

La presente tesis doctoral proporciona los pormenores de la aplicación de una serie de metodologías basadas en la técnica IS, las que permiten la descripción de parámetros fundamentales del subsuelo de dos sistemas magmáticos ubicados a lo largo de la Cordillera de los Andes, el Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP, Argentina-Chile) y el Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha (CVCC, Ecuador).

En el área del CVPP, y a partir de la información sísmica registrada por nueve estaciones (seis en territorio argentino –red PV, y tres en suelo chileno –red OVDAS) durante el año 2012, tres metodologías de caracterización de las condiciones subsuperficiales son aplicadas, las que, en conjunto, posibilitan la descripción del subsuelo hasta los 400 km de profundidad.

Mediante la correlación de los registros de ruido sísmico ambiental de pares de estaciones de la red PV, y la selección de las ventanas temporales con fuentes ubicadas en las áreas de fase estacionaria, se obtienen las funciones de Green de ondas superficiales en el intervalo espectral [0.8 , 4] Hz, utilizadas seguidamente para la realización de una inversión en profundidad. Esta información permite describir los cambios tridimensionales de velocidad de onda S en el área ocupada por la red PV y hasta una profundidad de 350 m, evidenciando la presencia de dos capas, la primera hasta los 70 m de profundidad, con velocidades de onda S entre 300 y 400 m/s, mientras que la segunda se caracteriza por velocidades entre 450 y 570 m/s hasta, por lo menos, los 350 m de profundidad. Un análisis conjunto de la evidencia geológica presente en la zona y los resultados obtenidos permite interpretar las variaciones de velocidad a profundidades fijas como originadas por cambios laterales de la porosidad, la litología, y el grado de saturación por fluidos en el subsuelo. Sin embargo, estudios complementarios son necesarios para la cuantificación de la contribución de cada uno de estos factores y, como fin último, la detallada descripción de los componentes del subsuelo.

A partir de los registros de las redes PV y OVDAS de eventos de fractura seleccionados, se aplica una variación de IS basada en autocorrelaciones de la energía de onda P. Esta metodología permite estimar la ubicación de las estructuras subsuperficiales debajo de las estaciones, hasta profundidades máximas que dependen de la distancia epicentral de los eventos utilizados, sus profundidades y las frecuencias de trabajo. Su aplicación a eventos muy cercanos a las estaciones (es decir, distancias epicentrales menores ~ 2 km- y frecuencias de análisis mayores, es decir $\sim [4, 35]$ Hz) permite caracterizar los primeros 4 km del subsuelo. El contraste de estos resultados con la información geológica y geoquímica disponible para la zona conduce a interpretar la ubicación de distintas discontinuidades, estimar las zonas de mayor

heterogeneidad por presencia de fluidos hidrotermales, así como una zona de posible acumulación de material magmático.

La aplicación de IS mediante autocorrelaciones a eventos de fractura con mayores distancias epicentrales suministra información sobre la profundidad de discontinuidades del subsuelo ubicadas entre los 5 km y 400 km de profundidad. En un análisis geológico conjunto, es posible interpretar la profundidad de rasgos de interés tectónico, como el límite corteza-manto, techo y piso del bloque subductante, inicio de la zona de baja velocidad litosférica, el límite litósfera-astenosfera, inicio de la capa de baja velocidad astenosférica; así como zonas de posible acumulación magmática.

Los resultados obtenidos de las tres aplicaciones realizadas en área del CVPP son analizados en conjunto, permitiendo la construcción de un modelo de estructuración del subsuelo para profundidades menores a 40 km. Este paso es esencial para la evolución del conocimiento sobre el CVPP.

La aplicación de correlaciones de los registros de ruido sísmico ambiental adquiridos por una red de cuatro estaciones ubicadas en el área del CVCC, y el posterior análisis de las variaciones de velocidad subsuperficiales, permiten interpretar la presencia de un leve aumento de velocidad hacia el norte del volcán Cuicocha, en el sector del volcán inactivo Cotacachi, en conjunto a una pequeña disminución de la velocidad en la zona sur del CVCC durante el periodo mayo de 2011 a enero de 2016. Un análisis en el tiempo del tipo y cantidad de eventos sísmicos, el nivel de actividad general, y el coeficiente de correlación, respecto a un periodo de estabilidad volcánica, posibilita la definición de dos periodos de actividad diferenciados. Cada uno de estos periodos manifiesta resultados con diferente nivel de error en la estimación de las variaciones de velocidad sísmica, probablemente originados por distintos grados de complejidad en la distribución espacial de las fuentes de ruido. Los resultados permiten inferir, además, una sensibilidad particular de las autocorrelaciones a los cambios espacio-temporales de las fuentes, reforzando la utilización de las componentes cruzadas de una misma estación para la estimación precisa de las velocidades del medio. Esta aplicación constituye un punto de partida para la incorporación de la metodología implementada a las tareas de rutina realizadas por el IGEPN en el CVCC, y un marco de referencia para la interpretación de los resultados en eventuales periodos de crisis sismovolcánica.

Esta tesis doctoral ha logrado no solo reafirmar el poder resolutivo de la técnica IS en el estudio de sistemas complejos, como son los magmáticos, sino también, suministrar información de gran valor para el entendimiento de las condiciones subsuperficiales del CVPP y el CVCC. La información obtenida de la aplicación de distintas metodologías basadas en IS a registros adquiridos en el área de estos complejos volcánicos es utilizable, por un lado, para futuros estudios orientados a la descripción de las condiciones del subsuelo en estos sistemas magmáticos, constituyendo un marco de referencia para el análisis del estado actual de los mismos; y por otro lado, para estudios específicos orientados a la reducción del riesgo por actividad volcánica en las poblaciones aledañas. Las metodologías utilizadas son susceptibles de ser automatizadas, condición que abre un camino para el desarrollo de potenciales soluciones a muchos de los problemas que se plantean en el área de la volcanología, tales como el tratamiento de grandes volúmenes de datos en tiempo real para el monitoreo, y la necesidad de contar con un mayor volumen de información de mayor precisión con el objeto de construir modelos de alta resolución.

Chapter X

General Conclusions (*in English*)

A comprehensive description of an active magmatic system and the development of successful (long-, mid-, and short-term) forecasts are very challenging tasks. Such a challenge originates from the complexity of the studied volcanic systems, mainly due to the multiple physical-chemical processes at different spatial and temporal scales and the great number of parameters involved. The limited (in many cases, absent) knowledge about the mechanisms causing the observed phenomena, the involved parameters, and the likely products, increases the uncertainty in risk estimation. Inaccurate risk estimations could contribute to irreversible social and economic consequences. Gaining knowledge about the volcanic systems through application of multidisciplinary techniques is fundamental to get solutions in volcanology. From seismology, one of the most innovative techniques for this goal is seismic interferometry (SI).

This PhD thesis describes the application of selected methodologies based on SI to analyze subsurface conditions at two Andean magmatic systems (Planchón-Peteroa Volcanic Complex -CVPP, Argentina-Chile, and Cotacachi-Cuicocha Volcanic Complex -CCVC, Ecuador).

Based on data recorded by nine seismic stations located around the PPVC during 2012 (six in Argentina -PV array, and three in Chile -OVDAS array), we characterized the subsurface conditions down to 400 km depth.

Through correlations of ambient seismic noise recorded by the PV array and selecting temporal windows associated to seismic sources in the stationary-phase area for each station pair, we extracted surface wave Green's functions for the frequency range [0.8 4] Hz. We used this information for a depth inversion, which allowed a description of the 3D S-wave velocity variations for the area of the PV array down to 350 m. Our results show the presence of two layers: a shallower layer for the very first 70 m of the subsurface indicating S-wave velocities between 300 and 400 m/s, and an adjacent one between 70 m and, at least, 350 m with S-wave velocities between 450 and 570 m/s. A combined analysis of the results with the available geological information allowed inferring lateral velocity changes likely caused by spatial variations of porosity, lithology, and degree of saturation in the subsurface. Nevertheless, additional information is still required to quantify each contribution and, therefore, provide a detailed description of the subsurface constituents.

Using selected seismic events recorded at the PV and OVDAS arrays, we applied a variation of SI based on autocorrelations of the P-wave energy. The obtained results provide information about the location of the subsurface structures below the stations down to a depth function of the epicentral distance, the depth of the sources, and the used frequency range. Using events close to the stations (i.e., small epicentral distances -lower than ~ 2 km, and higher frequencies $\sim [4, 35]$ Hz), we characterized the shallower 4 km of the subsurface. An analysis of the geological information combined with the seismic results led to the interpretation of several subsurface discontinuities, the inference of highly heterogeneous areas due to hydro-thermal fluids, as well as a zone of likely magma storage.

We also applied SI through autocorrelations to selected regional and teleseismic events recorded by the PV and OVDAS arrays. The higher epicentral distances of these seismic events allowed describing subsurface structures located between 5 km and 400 km depth. An analysis of the known geological information together with the seismic results provided accurate depth values for many tectonic features like the crust-mantle discontinuity, top and bottom of the subducting slab, the lithospheric low-velocity zone, the lithosphere-asthenosphere discontinuity, the asthenospheric low-velocity zone, and areas of

likely magma storage.

We analyzed the results obtained by application of the selected SI methodologies altogether, which motivated the development of a model for the first 40 km of the subsurface. This model comprises relevant information for future analyses aiming to develop knowledge about the PPVC.

Through correlation of ambient seismic noise recorded by a four-station array located in the area of the CCVC, we analyzed the evolution of this magmatic system between May 2011 and January 2016. We inferred a velocity increase in the northern area of the current active volcano and a velocity decrease in the southern area of the CCVC.

Based on an analysis of the type and number of seismic events, the general volcanic activity, the correlation coefficients through time, for a period of minimum volcanic activity, we delimited two well-defined periods of activity. Each period indicated very different relative errors at the estimation of the velocity variations, likely caused by a heterogeneous spatial distribution of the noise sources. Our results show a particular sensitivity of the autocorrelations to the spatial-temporal distribution of the noise sources. Therefore, we encourage using cross-component correlations for accurate estimation of the velocity variations through time. This application constitutes a first step for incorporating the methodology to the routine activities performed by the IGEPN at the CCVC. The obtained results provide valuable information for future interpretations about the state of the volcano, particularly during eventual periods of higher volcanic activity.

This PhD thesis supports the potential of SI for studying complex systems like volcanoes. Through application of several SI methodologies, we obtained relevant information for understanding the subsurface of the PPVC and CCVC during the recorded period. This information can be used for interpretation of the current state of the volcanoes, and also for risk analyses. The applied methodologies could be automatized, which encourages developing new strategies to solve many issues in volcanology, like those related to using great amount of data in real time, or managing great volumes of accurate information for updating high-resolution models.

Capítulo XI

Trabajos a futuro

- (i) ISmA es una herramienta que demuestra su potencial para proveer información relevante sobre las estructuras ubicadas en el subsuelo debajo de las estaciones de registro. La utilización de eventos sísmicos con un amplio espectro de distancias epicentrales permite describir el subsuelo a distintas profundidades. Sin embargo, esta metodología no es comúnmente aplicada a los registros de estaciones ubicadas en zonas volcánicas. Como trabajo a futuro, se plantea extender esta metodología a otros volcanes andinos, adaptando el flujo de procesamiento según los requerimientos de las nuevas bases de datos disponibles.
- (ii) En estudios tomográficos y de inversión en profundidad basados en análisis de funciones de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones, las profundidades analizadas se encuentran limitadas por una combinación de las distancias entre las estaciones de la red, el rango de frecuencias seleccionado, y las velocidades de propagación del medio. En el área del CVPP, estas variables posibilitaron la descripción de las condiciones subsuperficiales de los primeros 200 m del subsuelo por debajo de las estaciones, representando una limitación a la comprensión de muchos de los procesos de origen volcánico, ocurridos a mayores profundidades. Actualmente, iniciativas desde el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR, Argentina) y la Universidad Tecnológica de Delft (Países Bajos) proyectan la instalación de nuevo instrumental en el área del CVPP, con la finalidad específica de proveer información detallada sobre el estado del Complejo Volcánico y su entorno geodinámico. La configuración de estas redes propuestas se ha diseñado de común acuerdo entre los grupos colaboradores para garantizar un monitoreo efectivo y la factibilidad de las técnicas implementadas en esta tesis.
- (iii) Las metodologías basadas en correlaciones cruzadas de ruido sísmico ambiental han sido ampliamente utilizadas en zonas volcánicamente activas. A partir de nuevos avances tecnológicos en el tratamiento del dato y principalmente de las fuentes de ruido, los que suponen un incremento en la resolución de los resultados, se propone la aplicación de variaciones de las metodologías basadas en IS, con el objeto de contribuir a la descripción más detallada de sistemas volcánicos seleccionados. A modo de ejemplo, se plantea la utilización de correlaciones pesadas por la fase en lugar del clásico abordaje de correlaciones cruzadas, el cual ha demostrado ser una herramienta útil para la atenuación de las señales espurias y para el aumento de la resolución de los resultados (Schimmel, 1999; Schimmel and Gallart, 2007; Schimmel et al., 2011).
- (iv) Manifestaciones recientes del dinamismo subsuperficial en la zona del CVCC, como por ejemplo la ocurrencia de varios sismos con magnitudes mayores a 2 en la zona de la laguna cratérica de este complejo volcánico durante los primeros días de octubre de 2018, refuerzan la necesidad de incrementar la adquisición de información sobre las condiciones del subsuelo. Se propone entonces, continuar con la metodología implementada en esta tesis doctoral para el monitoreo del CVCC, así como variaciones de la misma (por ejemplo, la aplicación de la técnica MWCS -*moving window cross spectral*, con la intención de lograr una posible mayor atenuación de los efectos estacionales de las fuentes de ruido (Daskalakis et al., 2016), las que en conjunto puedan suministrar información de alta resolución sobre las condiciones subsuperficiales.
- (v) Desde julio de 2018 a la fecha (febrero de 2019), el CVPP ha manifestado un incremento de su actividad volcánica a raíz de un aumento en el aporte de calor desde un cuerpo de magma en profundidad. Este suceso condujo a la excitación del sistema hidrotermal presente en el área, evolucionando en la generación de explosiones por contacto directo o indirecto con este sistema hidrotermal (Reportes de actividad volcánica, OVDAS-SERNAGEOMIN).

Se propone entonces, la implementación de metodologías de monitoreo que complementen las actualmente desarrolladas por los observatorios volcanológicos responsables en el CVPP.

- (vi) La metodología de monitoreo basada en correlaciones entre componentes de una misma estación es relativamente nueva en la comunidad científica. Tal es así, que no ha sido adoptada por la gran mayoría de los observatorios volcanológicos mundiales. La flexibilidad, utilidad, y precisión de los resultados obtenidos mediante esta metodología, la posiciona como una técnica accesible para su implementación en observatorios volcanológicos aun en las condiciones más limitadas de monitoreo. Se proyecta automatizar la metodología aplicada, con el objeto de proponer su implementación dentro de las actividades de rutina realizadas por el OAVV, el OVDAS, y el IGEPN.
- (vii) Dependiendo de la base de datos disponible, la distribución de estaciones, las frecuencias de trabajo, y las profundidades de interés, la IS es una técnica aplicable a distintas escalas, en particular para zonas que comprendan varios complejos volcánicos.

La región ubicada entre las latitudes de los volcanes Peteroa (35.223°S , 70.568°W ; Argentina-Chile) y Copahue (37.856°S , 71.183°W ; Argentina-Chile) comprende diversos sistemas magmáticos activos (Copahue, Antuco, Nevados de Chillan, Resago, Lomas Blancas, Nevados de Longavi, Tatara-San Pedro, Laguna del Maule, Cerro Azul, Descabezado Grande, y Planchón-Peteroa), varios de ellos vigilados por el OVDAS. La construcción de funciones de correlación para el área ocupada por las estaciones de registro ubicadas en Argentina y Chile entre las latitudes comprendidas, permitirá la estimación de las variaciones de velocidad sísmica y de coherencia de los resultados a lo largo del período temporal analizado. Estas variaciones permitirán describir y caracterizar la dinámica subsuperficial entre las estaciones involucradas. Esta información será esencial para la construcción del marco sobre el cual se sustentan las interpretaciones realizadas por estudios a menor escala.

Listado de Figuras

| | | |
|------|---|----|
| IV.1 | Mapa de la actividad tectónica y volcánica durante el último millón de años. Se exhiben los tipos de bordes de placas, una estimación de la velocidad de movimiento (en cm/año), y los nombres de las placas de mayor extensión (Modificado de Lowman (1980)). | 18 |
| IV.2 | Mapa de las zonas volcánicas de América del Sur, en relación a los segmentos de subducción de bajo ángulo (o plana, “ <i>flat-slab</i> ”). Se incluyen las velocidades de convergencia, así como las edades de las placas a lo largo del borde de subducción (Modificado de Ramos and Folguera (2009)). | 19 |
| IV.3 | Mapa esquemático de la ZVS, en el cual se observan las subzonas volcánicas (ZVS Norte, Transicional, Central, y Sur) y los sistemas magmáticos que los componen. Asimismo, se incluye la ubicación de la fosa y las distintas estructuras ubicadas hacia el occidente (zonas de falla, dorsales) con una estimación de su velocidad de movimiento. Por último, se señala en continente (con una gruesa sombra), el límite entre la deformación transicional y la estabilidad cratónica (Modificado de Stern (2004)). | 20 |
| IV.4 | Modelo conceptual de subsuelo para el área del CVPP. El color rojo señala las zonas de posible acumulación magmática. Las profundidades son relativas al nivel medio del mar (Modificado de Benavente (2010)) | 25 |
| IV.5 | Modelo de velocidades utilizado para la zona del CVPP, modificado de Bohm et al. (2002). | 27 |
| IV.6 | Mapa esquemático de la ZVN: estructuras volcánicas comprendidas, límites internacionales, ubicación de la fosa, y velocidad promedio de movimiento (Modificado de Stern (2004)). | 28 |
| IV.7 | Red de monitoreo instalada en el área del CVCC. El gráfico también señala la ubicación de la laguna cratérica, los domos intra-cratéricos, y los principales centros poblados (Modificado de Reportes de Actividad Volcánica, IGEPN) | 30 |
| IV.8 | Tipos y número de eventos registrados en el área del CVCC entre los años 2008 y 2018. VT: Volcano-tectónico. LP: Largo periodo. HB: Híbrido. | 30 |
| V.1 | Esquema de las contribuciones teóricas sobre las cuales se ha desarrollado la interferometría sísmica. Se listan, además, algunas de las actuales aplicaciones en diferentes campos del conocimiento (Rytov, 1956; Fink et al., 2000; Weaver and Lobkis, 2001; Schuster et al., 2004; Wapenaar et al., 2002; Campillo and Paul, 2003; Calvert et al., 2004) (fuente: http://homepage.tudelft.nl/t4n4v/Daylight2/index1.htm) | 33 |
| V.2 | Configuración de fuentes y receptores para la construcción de la función de Green. Los rayos representan la respuesta completa -ondas directas, reflejadas, multiples, e incluso conversiones por la presencia de heterogeneidades del subsuelo. δD_0 indica la superficie libre. δD_1 señala el límite del dominio D en profundidad. (Modificada de Wapenaar et al. (2010b)). | 35 |
| V.3 | Efecto de la aplicación de interferometría sísmica mediante autocorrelaciones a eventos de incidencia normal originados en un medio idealizado de capas horizontales. t_j identifica el doble del tiempo de propagación entre del reflector j y la estación en superficie. El proceso de autocorrelación permite obtener un registro constituido por reflexiones de la energía liberada por una fuente virtual ubicada en el punto geográfico de la estación de registro. | 38 |
| VI.1 | Esquema que ilustra la manera en la que arribos no físicos originados por correlación de distintos arribos de onda P contenidos en las ventanas de cálculo (de eventos con distintas distancias epicentrales y profundidad) son atenuados por acción del apilamiento, un proceso que sugiere solo una intensificación de los rasgos dispuestos en fase. Sin pérdida de generalidad, el esquema solo considera dos fases de onda P arribando a la estación dentro de las ventanas seleccionadas. T_i representa una ventana de cálculo con una diferencia temporal δt_i entre dos arribos de onda P. El operador $**$ representa correlación. Las líneas punteadas color rojo señalan un mismo instante de tiempo. | 46 |

| | |
|--|----|
| VI.2 A la izquierda, ubicación del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa y distribución de las estaciones sísmicas activas durante el año 2012. A la derecha, la distribución de eventos seleccionados localizados cerca de la red OVDAS (rombos azules oscuros), y los eventos seleccionados localizados cerca de la red PV (círculos celestes). | 48 |
| VI.3 (a) Energía de ondas coda de P en las componentes verticales de los eventos seleccionados para la estación PV06. (b) Promedio de amplitudes espectrales del ruido de base y de la señal + ruido de base de las trazas en (a). | 49 |
| VI.4 Estimación y deconvolución de la autocorrelación de la función temporal de la fuente (en texto, FTF) para uno de los eventos seleccionados, registrados por la estación PV02. De arriba a abajo: traza de autocorrelación, estimación de la autocorrelación de la FTF, y traza deconvolucionada. | 50 |
| VI.5 Panel de eventos procesados (previo al apilamiento -izquierda) y post apilamiento (derecha) para el caso de las estaciones CRI (a) y PV01 (b). El eje vertical indica el doble del tiempo de viaje. Las líneas punteadas horizontales muestran las discontinuidades interpretadas para cada estación. | 52 |
| VI.6 Estructura subsuperficial del área de la red PV (a), y la red OVDAS (b). Las estaciones están organizadas de acuerdo a su ubicación geográfica, de oeste a este. Los recuadros celestes exhiben la profundidad de las discontinuidades identificadas debajo de cada estación. | 53 |
| VI.7 (a) Resultados para la red de estaciones PV en relación a la información geológica disponible para el área (Benavente, 2010) (ver Figura IV.4). Las profundidades son relativas al nivel medio del mar. A-F señalan la ubicación de los horizontes interpretados. (b) Resultados para la red OVDAS. G y H son rasgos no identificados en el área de la red PV. | 54 |
| VI.8 Distribución de los eventos sísmicos ocurridos durante el año 2012, preseleccionados para la aplicación de ISmA a registros tomados en el área del CVPP. Un triángulo rojo identifica el CVPP. En violeta, sismos con distancia epicentral menor a 30° y magnitud superior a Mw 5. En azul, sismos con distancia epicentral entre 30° y 120° , y magnitud superior a Mw 6. | 58 |
| VI.9 Ventanas de cálculo de los eventos seleccionados para la estación PV04 en el rango completo de frecuencias [0.3 2.1] Hz. Cada ventana se encuentra normalizada por su flujo de energía vertical. El eje vertical corresponde al tiempo de propagación. Se muestra una ventana temporal que comprende 20 s de pre-evento (respecto al arribo de la primera fase de onda P) hasta el primer arribo de onda S. | 59 |
| VI.10 Funciones temporales de la fuente (en texto, FTF) estimadas para los sismos registrados por la estación AD2 para el rango [0.3 0.8] Hz. Un sombreado color celeste señala las FTFs en el panel de autocorrelaciones (por razones gráficas, se exhiben únicamente los primeros 15 s). | 59 |
| VI.11 Autocorrelación de las ventanas de cálculo extraídas para la estación PV01 (por razones gráficas solo se muestran los primeros 100 s) para el rango de frecuencias [0.3 0.8] Hz. El eje vertical corresponde al doble del tiempo de propagación en el medio. Cada traza ha sido deconvolucionada por su respectiva función de la fuente. | 60 |
| VI.12 Paneles pre-apilamiento y traza apilada para las estaciones AD2 (a, b, c) y PV04 (d, e, f), para los rangos de frecuencias [0.3 0.8] Hz (a, d), [0.8 2.1] Hz (b, e), y [1 3.2] Hz (c, f). | 62 |
| VI.13 Interpretación de los resultados obtenidos de la aplicación de ISmA a sismos regionales y telesismos registrados por las estaciones de la red PV, para tres rangos de frecuencias: (a) [0.3 0.8] Hz, (b) [0.8 2.1] Hz, y (c) [1 3.2] Hz. Los recuadros rellenos señalan las amplitudes máximas locales, es decir, las discontinuidades del subsuelo interpretadas debajo de cada estación; los recuadros con línea punteada denotan una mayor incertidumbre en la identificación de la discontinuidad. Los rasgos identificados en (a) son presentados en color verde, con color celeste aquellos identificados en (b), y con color amarillo los identificados únicamente en (c). Las líneas punteadas de color verde en (b) y (c) indican una cota superior para el Moho. Las líneas punteadas de color marrón muestran el límite aproximado en profundidad para la interpretación de rasgos en el respectivo rango en frecuencias. Las flechas rojas manifiestan las profundidades de posible almacenamiento de magma. | 65 |

| | | |
|-------|--|-----|
| VI.14 | Interpretación de los resultados obtenidos de la aplicación de ISmA a sismos regionales y telesismos registrados por las estaciones de la red OVDAS, para tres rangos de frecuencias: (a) [0.3 0.8] Hz, (b) [0.8 2.1] Hz, y (c) [1 3.2] Hz. Los recuadros rellenos señalan las amplitudes máximas locales, es decir, las discontinuidades del subsuelo interpretadas debajo de cada estación; los recuadros con línea punteada denotan una mayor incertidumbre en la identificación de la discontinuidad. Los rasgos identificados en (a) son presentados en color verde, con color celeste aquellos identificados en (b), y con color amarillo los identificados únicamente en (c). Las líneas punteadas de color verde en (b) y (c) indican una cota superior para el Moho. Las líneas punteadas de color marrón muestran el límite aproximado en profundidad para la interpretación de rasgos en el respectivo rango en frecuencias. Las flechas rojas manifiestan las profundidades de posible almacenamiento de magma. La flecha roja punteada indica una mayor incertidumbre de interpretación que en el caso de la Figura VI.13c. | 66 |
| VI.15 | Función de densidad de potencia espectral calculada para una de las estaciones (PV06) ubicadas en el área del CVPP durante 2012. Las amplitudes espectrales son normalizadas según el máximo de amplitud del período seleccionado. | 68 |
| VI.16 | Estimación de las direcciones dominantes del campo de ruido a partir de la aplicación de un análisis de polarización para los períodos comprendidos entre (a) 11 y 24 de enero de 2012 y (b) 4 y 17 de abril de 2012. El gráfico de la izquierda muestra los resultados para cada estación, mediante un gráfico en coordenadas polares de acuerdo a la ubicación de las mismas en el terreno. El ángulo relativo al norte indica el back acimut (0° - 360°), y el radio representa las frecuencias (0.3 – 4.5 Hz, desde el centro hacia el exterior). Notar que la paleta de colores para las amplitudes normalizadas satura para valores mayores que 0.5. Las estaciones inactivas para la ventana de tiempo de cálculo se indican con un triángulo. El gráfico de la derecha indica los pares de estaciones seleccionados (conectados con líneas). | 69 |
| VI.17 | Direcciones dominantes de propagación, resultante del promedio de las ventanas temporales seleccionadas para las estaciones (a) PV03, y (b) PV06. Las líneas rectas indican el back azimut de los pares de estaciones mostrados. | 70 |
| VI.18 | Funciones de Green obtenidas para cada par de estaciones de la red PV, organizadas según la distancia entre las estaciones. Las líneas sólidas indican velocidades constantes (usadas como referencia), y los rectángulos sombreados exhiben el tiempo de arribo de las ondas superficiales directas para cada par de estaciones. La línea punteada muestra la velocidad promedio de propagación de las ondas superficiales para el área encerrada por la red de estaciones. | 71 |
| VI.19 | Curva de dispersión del par de estaciones PV02-PV04, presentando una distancia entre estaciones de 2.16 km | 71 |
| VI.20 | Resultados de la aplicación del software PRONTO. (a) modelo de velocidades propuesto para el análisis de “tablero de ajedrez”. (b) Densidad de rayos para las celdas de inversión. (c) Resultados de la inversión del modelo propuesto. (d), (e), y (f) Inversión de las funciones de Green para 1 Hz, 2 Hz, y 3 Hz, respectivamente. | 72 |
| VI.21 | Histograma de los residuos temporales para todos los pares de estaciones y todas las frecuencias de la solución tomográfica. | 72 |
| VI.22 | Resultados de la inversión en profundidad. (a) Perfiles de velocidad de onda S para cada uno de los puntos de la grilla de inversión. La curva con cuadrados indica el modelo inicial. (b), (c), y (d). Distribución de velocidades para profundidades de 60, 140, y 200 m, respectivamente. | 73 |
| VI.23 | Modelo conceptual de las zonas de emplazamiento de fundido magmático en el subsuelo del CVPP, en relación a la estructura de la corteza. Triángulos invertidos identifican la estación más occidental y oriental de las redes utilizadas. Las líneas punteadas refieren a la profundidad promedio de los reflectores del subsuelo interpretados en los resultados sísmicos. Las líneas punteadas corresponden con las discontinuidades interpretadas entre las distintas regiones del subsuelo (Fariás et al., 2010; Giambiagi et al., 2012). Las flechas señalan el sentido de flujo del fundido inferido. Un signo de interrogación indica una zona de incertidumbre en la interpretación. | 76 |
| VIII. | Funciones de correlación obtenidas para las estaciones (a) CUSW y (b) CUSE para las combinaciones NZ y EN, respectivamente; para el rango de frecuencias [2, 4] Hz. Por razones gráficas, las trazas solo muestran un intervalo temporal de dos minutos centrado en el origen. | 108 |

| | | |
|--------|---|-----|
| VIII.2 | Variación temporal de la amplitud RMS de los eventos catalogados desde enero de 2008. Las líneas verticales indican el inicio del intervalo de análisis y la delimitación entre los periodos de actividad. | 109 |
| VIII.3 | Evolución del coeficiente de correlación entre la traza de referencia (gráfico superior), y las trazas transitorias construidas (según su orden en el gráfico): sin apilamiento, por apilamiento de funciones de correlación de 5 días, y apilamiento de 11 días; para las combinaciones (a) NZ y (b) NN de la estación CUIIC, y en los rangos de frecuencias [0.1, 2] Hz y [2, 4] Hz, respectivamente. En (a) se muestra la variación del coeficiente de correlación para las partes causal, acausal, y el promedio. | 110 |
| VIII.4 | Variaciones de velocidad obtenidas para la estación CUIIC en el rango de frecuencias [2, 4] Hz. A la izquierda de la figura, los resultados para las autocorrelaciones, a la derecha, para las correlaciones cruzadas. | 111 |
| VIII.5 | Resultados de las variaciones de velocidad para cada rango de frecuencias de cada una de las estaciones de la red utilizada. AC: identifica aquella estación de solo componente Z. CC: la curva promedio es obtenida mediante apilamiento de los resultados para las componentes cruzadas. Los periodos de actividad sísmica están delimitados por una línea vertical. Las secciones sombreadas de las curvas identifican los tiempos para los cuales el coeficiente de correlación (en relación a la traza de referencia) es menor a 0.8. Una línea vertical punteada señala el inicio de un periodo de menor actividad. | 113 |
| VIII.6 | Coeficiente de correlación, variación de velocidad sísmica subsuperficial, y sismicidad registrada en el área, para las estaciones (a) CUSE y (b) CUIIC, en los rangos de frecuencias [2, 4] Hz y [4, 6] Hz, respectivamente. Los periodos de actividad sísmica son delimitados por una recta vertical situada el 2010-10-01. Los distintos tipos de eventos son designados como LP: largo periodo, VT: volcano-tectónicos, HB: Híbridos, TECT: tectónicos. | 115 |

Listado de Tablas

| | |
|---|-----|
| III.1 Valores del Índice de Explosividad Volcánica (VEI) y características comúnmente asociadas (modificado de Sigurdsson et al. (2015)) | 15 |
| IV.1 Principales unidades de productos volcánicos reconocidas del CVPP (Naranjo and Haller, 2002). | 23 |
| IV.2 Registro de erupciones del volcán Peteroa durante los últimos 500 años (Haller and Risso, 2011). Se indica el año, el índice de explosividad volcánica (VEI según sus siglas en inglés), y el tipo de erupción. Los signos de interrogación indican incertidumbre en la información. | 24 |
| IV.3 Información de las estaciones de las redes PV y OVDAS utilizadas en los trabajos que materializan la presente tesis doctoral. | 26 |
| VI.1 Rango de frecuencias utilizado para cada una de las estaciones. | 50 |
| VI.2 Litología y densidad promedio de las unidades geológicas relevantes a las profundidades de trabajo (Benavente, 2010), estimaciones de velocidad de onda P (Kearey and Brooks, 1991; Casas et al., 2018), y sus impedancias inferidas. | 55 |
| VIII. Componentes, ancho de banda, y periodo de registro analizado de cada una de las estaciones instaladas en el área del CVCC. | 107 |

Referencias

- K. Aki and P. Richards. *Quantitative seismology*. 2002. ISBN 0935702962. doi: 10.1016/S0065-230X(09)04001-9.
- D. F. Aldridge and D. W. Oldenburg. Two-dimensional tomographic inversion with finite-difference traveltimes. *Journal of Seismic Exploration*, 1993. ISSN 09630651.
- J. Almendros, J. M. Ibáñez, G. Alguacil, E. Del Pezzo, and R. Ortiz. Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 1997. ISSN 00948276. doi: 10.1029/97GL03096.
- F. J. Almendros González. Análisis de señales sismovolcánicas mediante técnicas de Arrays, 1999.
- C. Annen, J. D. Blundy, J. Leuthold, and R. S. J. Sparks. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism, 2015. ISSN 18726143.
- S. Athens. *Volcanism and Archeology in the Northern Highlands of Ecuadore*. Editorial Abya Yala, 1998, 1998. ISBN 997804440X, 9789978044407. doi: <https://doi.org/10.2307/972204>.
- M. R. Auken, R. S. J. Sparks, L. Siebert, H. S. Crossweller, and J. Ewert. A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology*, 2013. ISSN 21915040. doi: 10.1186/2191-5040-2-2.
- A. Bakulin and R. Calvert. The virtual source method: Theory and case study. *GEOPHYSICS*, 2006. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.2216190.
- A. Bakulin, A. Mateeva, R. Calvert, P. Jorgensen, and J. Lopez. Virtual shear source makes shear waves with air guns. *GEOPHYSICS*, 2007. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.2430563.
- M. Barboni, P. Boehnke, A. K. Schmitt, T. M. Harrison, P. Shane, A.-S. Bouvier, and L. Baumgartner. Warm storage for arc magmas. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2016. ISSN 0027-8424. doi: 10.1073/pnas.1616129113.
- M. Behm, N. Nakata, and G. Bokelmann. Regional Ambient Noise Tomography in the Eastern Alps of Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 2016. ISSN 14209136. doi: 10.1007/s00024-016-1314-z.
- O. Benavente. Actividad Hidrotermal asociada a los Complejos Volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, 36°S y 37°S, Zona Volcánica Sur, Chile. *Universidad de Chile*, (204), 2010. URL <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103949>.
- O. Benavente, F. Tassi, M. Reich, F. Aguilera, F. Capecchiacci, F. Gutiérrez, O. Vaselli, and A. Rizzo. Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5°S and 36°S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile. *Chemical Geology*, 2016. ISSN 00092541. doi: 10.1016/j.chemgeo.2015.11.010.
- G. D. Bensen, M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, and Y. Yang. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 2007. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- C. Bignami, B. Behncke, J. Berger, S. Jenkins, M. Neri, R. Spence, and K. Stahr. *Handbook for volcanic risk management: prevention, crisis management and resilience*. 2012. URL <https://reliefweb.int/report/world/handbook-volcanic-risk-management-prevention-crisis-management-resilience>.

- M. Bohm, S. Lüth, H. Echtler, G. Asch, K. Bataille, C. Bruhn, A. Rietbrock, and P. Wigger. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: Seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 2002. ISSN 00401951. doi: 10.1016/S0040-1951(02)00399-2.
- P. Bormann. Chapter 3. Seismic Sources and Source Parameters. *Bormann, P.(ur.)*, 2002. doi: 10.2312/GFZ.NMSOP-2.
- B. Boullenger, A. Verdel, B. Paap, J. Thorbecke, and D. Draganov. Studying CO 2 storage with ambient-noise seismic interferometry: A combined numerical feasibility study and field-data example for Ketzin, Germany. *Geophysics*, 80(1):Q1–Q13, 2014. ISSN 0016-8033. doi: <https://doi.org/10.1190/geo2014-0181.1>.
- F. Brenguier, N. M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, and A. Nercessian. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, 2008. ISSN 17520894. doi: 10.1038/ngeo104.
- F. Brenguier, D. Rivet, A. Obermann, N. Nakata, P. Boué, T. Lecocq, M. Campillo, and N. Shapiro. 4-D noise-based seismology at volcanoes: Ongoing efforts and perspectives, 2016. ISSN 03770273.
- R. Brown, E. Parfitt, and L. Wilson. *Fundamentals of Physical Volcanology*, volume 146. 2008. ISBN 9780 632 05443 5. doi: <https://doi.org/10.1017/S0016756809006074>.
- S. K. Brown, R. S. J. Sparks, K. Mee, C. Vye-Brown, E. Ilyinskaya, S. F. Jenkins, and S. C. Loughlin. *Country and regional profiles of volcanic hazard and risk*. 2015. ISBN 9781316276273. doi: <https://doi.org/10.1017/CBO9781316276273>.
- E. S. Calder, R. Luckett, R. S. J. Sparks, and B. Voight. Mechanisms of lava dome instability and generation of rockfalls and pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs*, 2002. ISSN 0435-4052. doi: 10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.08.
- R. W. Calvert, A. Bakulin, and T. C. Jones. Virtual sources, a new way to remove overburden problems. *EAGE Expanded Abstracts*, 2004. ISSN 2214-4609.
- M. Campillo and A. Paul. Long range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 2003. ISSN 00368075. doi: 10.1126/science.1078551.
- H. Carlsen, A. Hauksdottir, U. Valdimarsdottir, T. Gíslason, G. Einarsson, H. Runolfsson, H. Briem, R. Finnbjornsdottir, S. Gudmundsson, T. Kolbeinnsson, T. Thorsteinsson, and G. Pétursdóttir. Health effects following the Eyjafjallajökull volcanic eruption: A cohort study. *BMJ Open*, 2012. ISSN 2044-6055. doi: 10.1136/bmjopen-2012-001851.
- J. Casas, D. Draganov, G. Badi, M. Manassero, V. Olivera Craig, L. Franco Marín, M. Gómez, and E. Ruigrok. Seismic interferometry applied to local fracture seismicity recorded at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 2019. ISSN 08959811. doi: 10.1016/j.jsames.2019.03.012.
- J. A. Casas, D. Draganov, G. Badi, and L. Franco. Seismic interferometry applied to regional seismicity recorded at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile. *Manuscript submitted for publication*.
- J. A. Casas, G. Badi, M. Manassero, P. Gomez, D. Draganov, and J. Ruzzante. Characterization of Seismo-volcanic Activity in Peteroa Volcano, Central Andes Argentina-Chile. *Earth Sciences Research Journal*, 18(Special Issue (July, 2014)):335–336, 2014. URL https://www.researchgate.net/publication/299381773_Characterization_of_Seismo-volcanic_Activity_in_Peteroa_Volcano_Central.
- J. A. Casas, T. D. Mikesell, D. Draganov, S. Lepore, G. A. Badi, L. Franco, and M. Gómez. Shallow S-Wave Velocity Structure from Ambient Seismic Noise at Planchón-Peteroa Volcanic Complex, Argentina-Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(4):2183–2198, jul 2018. ISSN 0037-1106. doi: <https://doi.org/10.1785/0120170281>.
- K. V. Cashman and G. Giordano. Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 288:28—45, 2014. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.09.007>.
- J. Cembrano and L. Lara. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 2009. ISSN 00401951. doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.038.

- R. Charrier, O. Baeza, S. Elgueta, J. J. Flynn, P. Gans, S. M. Kay, N. Muñoz, A. R. Wyss, and E. Zurita. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 2002. ISSN 08959811. doi: 10.1016/S0895-9811(02)00009-3.
- B. Chouet. Volcano seismology. *Pure and Applied Geophysics*, 160(3-4):739–788, 2003. ISSN 0033-4553. doi: <https://doi.org/10.1007/PL00012556>.
- J. F. Claerbout. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *GEOPHYSICS*, 1968. ISSN 00220248. doi: 10.1016/0022-0248(91)90961-4.
- K. M. Cooper. What does a magma reservoir look like? the "crystal's-eye" view, 2017. ISSN 18115217.
- A. Curtis, P. Gerstoft, H. Sato, R. Snieder, and K. Wapenaar. Seismic interferometry – turning noise into signal. *The Leading Edge*, 25:1082–1092, 2006. ISSN 1070485X. doi: 10.1190/1.2349814.
- E. Daskalakis, C. P. Evangelidis, J. Garnier, N. S. Melis, G. Papanicolaou, and C. Tsogka. Robust seismic velocity change estimation using ambient noise recordings. *Geophysical Journal International*, 2016. ISSN 1365246X. doi: 10.1093/gji/ggw142.
- K. De Meersman, M. Van der Baan, and J.-M. Kendall. Signal extraction and automated polarization analysis of multicomponent array data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(6): 2415–2430, 2006. ISSN 1943-3573. doi: <https://doi.org/10.1785/0120050235>.
- R. S. De Plaen, T. Lecocq, C. Caudron, V. Ferrazzini, and O. Francis. Single-station monitoring of volcanoes using seismic ambient noise. *Geophysical Research Letters*, 2016. ISSN 19448007. doi: 10.1002/2016GL070078.
- V. D'hour, M. Schimmel, A. F. Do Nascimento, J. M. Ferreira, and H. C. L. Neto. Detection of subtle hydromechanical medium changes caused by a small-magnitude earthquake swarm in NE Brazil. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4):1097–1113, 2016. ISSN 0033-4553. doi: <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1156-0>.
- D. Draganov. *Seismic and electromagnetic interferometry: Retrieval of the earth's reflection response using crosscorrelation*. PhD thesis, 2007. URL <http://resolver.tudelft.nl/uuid:631d8e12-8e7a-4f69-af10-0bf758864bb7>.
- D. Draganov, K. Wapenaar, and J. Thorbecke. Synthesis of the reflection response from the transmission response in the presence of white noise sources. In *65th EAGE Conference & Exhibition*, 2003. ISBN 2214-4609.
- D. Draganov, K. Wapenaar, J. Thorbecke, and O. Nishizawa. Retrieving reflection responses by crosscorrelating transmission responses from deterministic transient sources: application to ultrasonic data. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 122(5):EL172–8, 2007a. ISSN 1520-8524. doi: 10.1121/1.2794864. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18189452>.
- D. Draganov, E. Ruigrok, R. Ghose, D. Mikesell, and K. van Wijk. Quality-factor and reflection-coefficient estimation using surface-wave ghost reflections from subvertical structures. *Journal of Applied Geophysics*, 112:206–214, 2015. ISSN 09269851. doi: 10.1016/j.jappgeo.2014.11.019.
- D. S. Draganov, K. Wapenaar, W. Mulder, J. Singer, and A. Verdel. Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements. *Geophysical Research Letters*, 34(4), 2007b. ISSN 00948276. doi: 10.1029/2006GL028735.
- A. Einstein. On the Method of Theoretical Physics. *Essays in Science (Dover, 2009 [1934])*, pages 12–21, 1934. doi: <https://doi.org/10.1086/286316>.
- M. Elisondo and C. Fariás. Volcanic Risk assessment in Argentina. In *Cities on Volcanoes IX, Puerto Varas, Chile*, 2016.
- D. C. Entwisle, P. R. Hobbs, L. D. Jones, D. Gunn, and M. G. Raines. The relationships between effective porosity, uniaxial compressive strength and sonic velocity of intact Borrowdale Volcanic Group Core samples from Sellafield. *Geotechnical and Geological Engineering*, 2005. ISSN 09603182. doi: 10.1007/s10706-004-2143-x.
- Y. Fan and R. Snieder. Required source distribution for interferometry of waves and diffusive fields. *Geophysical Journal International*, 179(2):1232–1244, 2009. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04358.x.

- M. Farías, D. Comte, R. Charrier, J. Martinod, C. David, A. Tassara, F. Tapia, and A. Fock. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3), 2010. ISSN 1944-9194.
- M. Fink, D. Cassereau, A. Derode, C. Prada, P. Roux, M. Tanter, J. L. Thomas, and F. Wu. Time-reversed acoustics. *Reports on Progress in Physics*, 2000. ISSN 00344885. doi: 10.1088/0034-4885/63/12/202.
- A. Fock, R. Charrier, M. Farías, and M. Muñoz. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34 S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6:48-55, 2006.
- A. Folguera, V. A. Ramos, and D. Melnick. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista geológica de Chile*, 2002. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02082002000200005.
- A. Folguera, V. A. Ramos, R. L. Hermanns, and J. Naranjo. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antíñir-Copahue fault zone. *Tectonics*, 2004. ISSN 02787407. doi: 10.1029/2003TC001533.
- P. Gerstoft, K. G. Sabra, P. Roux, W. A. Kuperman, and M. C. Fehler. Green's functions extraction and surface-wave tomography from microseisms in southern California. *GEOPHYSICS*, 2006. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.2210607.
- L. Giambiagi, M. Ghiglione, E. Cristallini, and G. Bottesi. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 2009. ISSN 01918141. doi: 10.1016/j.jsg.2009.10.006.
- L. Giambiagi, J. Mescua, F. Bechis, A. Tassara, and G. Hoke. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 2012. ISSN 00167606. doi: 10.1130/B30609.1.
- L. B. Giambiagi, V. A. Ramos, E. Godoy, P. P. Alvarez, and S. Orts. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 2003. ISSN 02787407. doi: 10.1029/2001TC001354.
- L. B. Giambiagi, J. F. Mescua, F. Bechis, G. D. Hoke, J. Suriano, S. L. Spagnotto, S. M. Moreiras, A. Lossada, M. Mazzitelli, R. Toural-Dapoza, A. Folguera, D. Mardonez, and D. S. Pagano. Cenozoic Orogenic Evolution of the Southern Central Andes (32-36°S). In *Growth of the Southern Andes*. 2015. ISBN 0017-4793. doi: 10.1007/978-3-319-23060-3.
- E. Godoy, G. Yañez, and E. Vera. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 1999. ISSN 00401951. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00046-3.
- O. Gonzalez-Ferran and M. V. Martínez. *Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 latitud sur*. 1962.
- A. Gorbato, E. Saygin, and B. L. Kennett. Crustal properties from seismic station autocorrelograms. *Geophysical Journal International*, 2013. ISSN 0956540X. doi: 10.1093/gji/ggs064.
- V. Grechka and Y. Zhao. Microseismic interferometry. *The Leading Edge*, 2012. ISSN 1070-485X. doi: 10.1190/1.31121478.1.
- C. Guzmán, C. Huailuk, M. Tamasi, M. Martínez Bogado, and D. Torres. Anomalías Encontradas en los Parámetros Registrados en la Estación de Medición de la Terma del Volcán Peteroa. In *Actas de ICES IX*, pages 186-194, 2013. URL <http://www.uncuyo.edu.ar/ices/e-ices-2>.
- C. Hadziioannou, E. Larose, O. Coutant, P. Roux, and M. Campillo. Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 125(6):3688-3695, 2009. ISSN 0001-4966. doi: 10.1121/1.3125345.
- C. Hadziioannou, E. Larose, A. Baig, P. Roux, and M. Campillo. Improving temporal resolution in ambient noise monitoring of seismic wave speed. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011. ISSN 21699356. doi: 10.1029/2011JB008200.

- M. J. Haller and M. Coscarella. Análisis probabilístico del riesgo de erupción del volcán Peteroa mediante la aplicación de mezcla de distribuciones exponenciales. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9:425–431. URL https://www.researchgate.net/profile/Miguel_Haller/publication/248702232_Analisis_probabilistico_del_riesgo_de_erupcion_del_volcan_Peteroa/links/0046352ea9820434d7000000/Analisis-probabilist.
- M. J. Haller and C. Risso. La erupción del volcán peteroa (35°15's, 70°18'o) del 4 de septiembre de 2010. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 2011. ISSN 00044822. URL <http://ppct.caicyt.gov.ar/index.php/raga/article/view/489>.
- M. J. Haller, H. A. Ostera, A. H. Pesce, M. Gardini, and A. Folguera. Vulcanoestratigrafía reciente y eruptividad del volcán Peteroa. In *Congreso Geológico Chileno*, number 7, pages 319–323, 1994.
- D. Halliday and A. Curtis. Seismic interferometry, surface waves and source distribution. *Geophysical Journal International*, 2008. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03918.x.
- M. M. Haney and V. C. Tsai. Nonperturbational surface-wave inversion: A Dix-type relation for surface waves. *GEOPHYSICS*, 2015. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/geo2014-0612.1.
- M. M. Haney and V. C. Tsai. Perturbational and nonperturbational inversion of Rayleigh-wave velocities. *GEOPHYSICS*, 2017. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/geo2016-0397.1.
- V. Hanuš, J. Vaněk, and J. Zahradník. Deep seismically active fracture zones in Ecuador and northern Peru. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 31(1):8–25, 1987. ISSN 0039-3169. doi: <https://doi.org/10.1007/BF01631101>.
- N. Harmon, C. Rychert, and P. Gerstoft. Distribution of noise sources for seismic interferometry. *Geophysical Journal International*, 2010. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04802.x.
- R. Hennino, N. Trégourès, N. M. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. A. van Tiggelen, and R. L. Weaver. Observation of equipartition of seismic waves. *Physical Review Letters*, 2001. ISSN 00319007. doi: 10.1103/PhysRevLett.86.3447.
- F. Hervé, A. Demant, V. Ramos, R. Punkhust, and M. Suarez. The southern Andes. In *Tectonic evolution of south America (Cordani, U.G., E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos, editors) International Geological Congress. No 31, p. 605-634, Rio de Janeiro*. 2000.
- M. Hobiger, U. Wegler, K. Shiomi, and H. Nakahara. Single-station cross-correlation analysis of ambient seismic noise: Application to stations in the surroundings of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. *Geophysical Journal International*, 2014. ISSN 1365246X. doi: 10.1093/gji/ggu115.
- M. Hodgson. When is diffuse-field theory applicable? *Applied Acoustics*, 1996. ISSN 0003682X. doi: 10.1016/S0003-682X(96)00010-2.
- H. H. Huang, F. C. Lin, B. Schmandt, J. Farrell, R. B. Smith, and V. C. Tsai. The Yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust. *Science*, 2015. ISSN 10959203. doi: 10.1126/science.aaa5648.
- C. Huber, O. Bachmann, and J. Dufek. Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation. *Geology*, 2012. ISSN 00917613. doi: 10.1130/G32425.1.
- S. Husen and J. L. Hardebeck. Earthquake Location Accuracy. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, 2010. doi: 10.5078/corssa-55815573.
- M. D. Jackson, J. Blundy, and R. S. Sparks. Chemical differentiation, cold storage and remobilization of magma in the Earth's crust, 2018. ISSN 14764687.
- E. Jaillard, G. Herail, T. Monfret, E. Diaz-Martinez, P. Baby, A. Lavenue, and J. Dumont. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile. In *Tectonic Evolution of South America*. 2000. doi: 10.13140/RG.2.1.4349.5525.
- T. E. Jordan, W. Matthew Burns, R. Veiga, F. Pángaro, P. Copeland, S. Kelley, and C. Mpodozis. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 2001. ISSN 02787407. doi: 10.1029/1999TC001181.
- P. Jousset, J. Neuberg, and S. Sturton. Modelling the time-dependent frequency content of low-frequency volcanic earthquakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2003. ISSN 03770273. doi: 10.1016/S0377-0273(03)00255-5.

- S. I. Karato. On the origin of the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/j.epsl.2012.01.001.
- P. Kearey and M. Brooks. *An introduction to geophysical prospecting*. Blackwell, Boston, 1991. ISBN 1118698932, 9781118698938.
- B. L. N. Kennett, E. R. Engdahl, and R. Buland. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 1995. ISSN 1365246X. doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
- D. Kim, L. D. Brown, K. Árnason, K. Ágústsson, and H. Blanck. Magma reflection imaging in Krafla, Iceland, using microearthquake sources. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017. ISSN 21699356. doi: 10.1002/2016JB013809.
- E. Kiser, I. Palomeras, A. Levander, C. Zelt, S. Harder, B. Schmandt, S. Hansen, K. Creager, and C. Ulberg. Magma reservoirs from the upper crust to the Moho inferred from high-resolution Vp and Vs models beneath Mount St. Helens, Washington State, USA. *Geology*, 2016. ISSN 19432682. doi: 10.1130/G37591.1.
- T. Lecocq, C. Caudron, and F. Brenguier. MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise. *Seismological Research Letters*, 2014. ISSN 0895-0695. doi: 10.1785/0220130073.
- J. M. Lees. Seismic tomography of magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2007. ISSN 03770273. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.06.008.
- M. G. Lemus Hernández. Análisis Termal del Complejo Volcánico Descabezado Grande y Planchon Peteroa Mediante Sensores Remotos. *Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile.*, 2010. URL <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103909>.
- P. Lesage, M. J. Heap, and A. Kushnir. A generic model for the shallow velocity structure of volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2018. ISSN 03770273. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2018.03.003.
- F.-C. Lin, M. P. Moschetti, and M. H. Ritzwoller. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 173(1):281–298, 2008. ISSN 1365-246X. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x>.
- F.-C. Lin, D. Li, R. W. Clayton, and D. Hollis. High-resolution 3D shallow crustal structure in Long Beach, California: Application of ambient noise tomography on a dense seismic array. *GEOPHYSICS*, 2013. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/geo2012-0453.1.
- O. I. Lobkis and R. L. Weaver. Coda-Wave Interferometry in Finite Solids: Recovery of P to S Conversion Rates in an Elastodynamic Billiard. *Physical Review Letters*, 2003. ISSN 0031-9007. doi: 10.1103/PhysRevLett.90.254302.
- S. L. Loewy, J. N. Connolly, and I. W. Dalziel. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Bulletin of the Geological Society of America*, 2004. ISSN 00167606. doi: 10.1130/B25226.1.
- L. Lopez-Escobar, J. Cembrano, and H. Moreno. Geochemistry and tectonics of the Chilean southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geologica de Chile*, 1995. ISSN 0718-7106. doi: 10.5027/andgeoV22n2-a06.
- S. Loughlin, S. Sparks, S. Brown, S. Jenkins, and C. Vye-Brown. *Global Volcanic Hazards and Risk*. 2013. ISBN 9788578110796. doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.
- P. D. Lowman. *Global tectonic and volcanic activity of the last one million years*. Goddard Space Flight Center, 1980. URL <https://core2.gsfc.nasa.gov/research/lowman/Lowman.msw2.html>.
- M. Manassero, G. Badi, J. A. Casas, M. Gomez, D. Draganov, and J. Ruzzante. Seismic attenuation around Peteroa Volcano, Argentina. *Earth Sciences Research Journal*, 18 (Special Issue (July, 2014)):341–342, 2014. URL https://www.researchgate.net/publication/299388368{}_Seismic{}_attenuation{}_around{}_Peteroa{}_Volcano{}_Argentina.
- S. R. McNutt. Volcanic Seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2005. ISSN 0084-6597. doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122459.

- D. Mikesell, K. van Wijk, A. Calvert, and M. Haney. The virtual refraction: Useful spurious energy in seismic interferometry. *GEOPHYSICS*, 2009. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.3095659.
- A. Mordret, A. D. Jolly, Z. Duputel, and N. Fournier. Monitoring of phreatic eruptions using Interferometry on Retrieved Cross-Correlation Function from Ambient Seismic Noise: Results from Mt. Ruapehu, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2010. ISSN 03770273. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.01.010.
- F. Mulargia. The seismic noise wavefield is not diffuse. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 2012. ISSN 00014966. doi: 10.1121/1.3689551.
- F. Mulargia and S. Castellaro. Passive imaging in nondiffuse acoustic wavefields. *Physical Review Letters*, 2008. ISSN 00319007. doi: 10.1103/PhysRevLett.100.218501.
- H. Nakahara. Auto Correlation Analysis of Coda Waves from Local Earthquakes for Detecting Temporal Changes in Shallow Subsurface Structures: the 2011 Tohoku-Oki, Japan Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 2014. ISSN 14209136. doi: 10.1007/s00024-014-0849-0.
- N. Nakata. *Seismic interferometry for temporal monitoring*. PhD thesis, 2013. URL <http://adsabs.harvard.edu/abs/2013PhDT.....34N>.
- J. A. Naranjo and M. J. Haller. Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S). *Revista geológica de Chile*, 2002. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02082002000100006.
- J. A. Naranjo and C. R. Stern. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista geológica de Chile*, 2004. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02082004000200003.
- J. A. Naranjo, M. J. Haller, H. A. Ostera, A. H. Pesce, and P. Sruoga. *Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35° 15'S), Región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina*. Servicio Nacional de Geología y Minería, 1999.
- C. G. Newhall and S. Self. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 1982. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JC087iC02p01231.
- K. Nishida, J. P. Montagner, and H. Kawakatsu. Global surface wave tomography using seismic hum, 2009. ISSN 00368075.
- T. Nishimura, S. Tanaka, T. Yamawaki, H. Yamamoto, T. Sano, M. Sato, H. Nakahara, N. Uchida, S. Hori, and H. Sato. Temporal changes in seismic velocity of the crust around Iwate volcano, Japan, as inferred from analyses of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003. *Earth, Planets and Space*, 2005. ISSN 18805981. doi: 10.1186/BF03352583.
- Y. Nishitsuji, E. Ruigrok, M. Gomez, and D. Draganov. Global-phase H/V spectral ratio for delineating the basin in the Malargue Region, Argentina. *Seismological Research Letters*, 85(5):1004-1011, 2014. ISSN 0895-0695. URL <http://resolver.tudelft.nl/uuid:e71c7bf6-6ade-46ed-b073-324d3dd7f99b>.
- Y. Nishitsuji, E. Ruigrok, M. Gomez, K. Wapenaar, and D. Draganov. Reflection imaging of aseismic zones of the Nazca slab by global-phase seismic interferometry. *Interpretation*, 4(3):SJ1-SJ16, 2016. ISSN 2324-8858. doi: 10.1190/INT-2015-0225.1. URL <http://library.seg.org/doi/10.1190/INT-2015-0225.1>.
- A. Obermann, T. Planès, E. Larose, and M. Campillo. Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013. ISSN 21699356. doi: 10.1002/2013JB010399.
- V. Olivera Craig, G. Badi, J. A. Casas, V. Martínez, L. Franco Marín, M. Gómez, and D. Draganov. New insight of the seismicity at the Planchón-Peteroa Volcanic Complex (Argentina-Chile): advantages of applying optimization techniques and double difference localization method. *Manuscript submitted for publication*.
- C. Oren and R. L. Nowack. Seismic body-wave interferometry using noise autocorrelations for crustal structure. *Geophysical Journal International*, 2017. ISSN 1365246X. doi: 10.1093/gji/ggw394.

- G. Phillipson, R. Sobradelo, and J. Gottsmann. Global volcanic unrest in the 21st century: An analysis of the first decade. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2013. ISSN 03770273. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.08.004.
- M. Picozzi, S. Parolai, D. Bindi, and A. Strollo. Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography. *Geophysical Journal International*, 2009. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03966.x.
- A. Pola, G. Crosta, N. Fusi, V. Barberini, and G. Norini. Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks. *Tectonophysics*, 2012. ISSN 00401951. doi: 10.1016/j.tecto.2012.07.017.
- G. Poupinet, W. L. Ellsworth, and J. Frechet. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California (USA). *Journal of Geophysical Research*, 1984. ISSN 01480227. doi: 10.1029/JB089iB07p05719.
- D. M. Pyle. Sizes of Volcanic Eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes*. 2015. ISBN 9780123859389. doi: 10.1016/B978-0-12-385938-9.00013-4.
- A. Ramires, A. Elissonde, and D. Trombotto Liaudat. Posibles escenarios de riesgo frente a la caída de cenizas volcánicas, en el modelo ganadero de la cuenca alta y media del Rio Grande, Malargüe, Mendoza. In *Actas de IX*, pages 304–320, 2013. URL <http://www.uncuyo.edu.ar/ices/e-ices-2>.
- V. A. Ramos and A. Aleman. Tectonic evolution of the Andes. *Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress*, 2000. doi: 10.13140/RG.2.1.4349.5525.
- V. A. Ramos and A. Folguera. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 2009. ISSN 0305-8719. doi: 10.1144/SP327.3.
- M. H. Ritzwoller and A. L. Levshin. Eurasian surface wave tomography: Group velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998. ISSN 01480227. doi: 10.1029/97JB02622.
- P. M. Roberts, W. S. Phillips, and M. C. Fehler. Development of the active doublet method for measuring small velocity and attenuation changes in solids. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 1992. ISSN 0001-4966. doi: 10.1121/1.402864.
- G. V. Rossum and U. Swallow. Python (programming language). *Tutorials Point (I) Pvt. Ltd.*, 2011. ISSN 0885-579X. doi: 10.1521/pedi.2007.21.5.518.
- P. Roux, K. G. Sabra, W. A. Kuperman, and A. Roux. Ambient noise cross correlation in free space: Theoretical approach. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 2005. ISSN 15569535. doi: 10.3109/15569527.2014.961070.
- E. Ruigrok and K. Wapenaar. Global-phase seismic interferometry unveils P-wave reflectivity below the Himalayas and Tibet. *Geophysical Research Letters*, 39(11), 2012. ISSN 00948276. doi: 10.1029/2012GL051672.
- E. Ruigrok, D. Draganov, M. Gomez, J. Ruzzante, D. Torres, I. L. Pumarega, N. Barbero, A. Ramires, A. R. C. Ganan, and K. van Wijk. Malargüe seismic array: Design and deployment of the temporary array. *The European Physical Journal Plus*, 127(10):126, 2012. ISSN 2190-5444. doi: <https://doi.org/10.1140/epjp/i2012-12126-7>.
- A. G. Ruiz, P. Samaniego, C. von Hillebrandt-Andrade, M. L. Hall, M. C. Ruiz, P. A. Mothes, and C. A. Macias. Multiparameter Monitoring Techniques for Reducing Volcanic Risk from Cuicocha Crater Lake, Ecuador. In *AGU Spring Meeting Abstracts*, 2013. URL <http://adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUSM.V44A..08R>.
- S. M. Rytov. On thermal fluctuations in distributed systems. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 110:371, 1956.
- F. J. Sánchez-Sesma and M. Campillo. Retrieval of the Green’s function from cross correlation: the canonical elastic problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3):1182–1191, 2006. ISSN 1943-3573. doi: <https://doi.org/10.1785/0120050181>.
- F. Scherbaum. Seismic Imaging of the Site Response Using Microearthquake Recordings. Part I. Method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1987. ISSN 1098-6596. doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.

- M. Schimmel. Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1999. ISSN 00371106.
- M. Schimmel and J. Gallart. Degree of polarization filter for frequency-dependent signal enhancement through noise suppression. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2004. ISSN 00371106. doi: 10.1785/0120030178.
- M. Schimmel and J. Gallart. Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2007. ISSN 21699356. doi: 10.1029/2006JB004680.
- M. Schimmel, E. Stutzmann, F. Ardhuin, and J. Gallart. Polarized Earth's ambient microseismic noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011. ISSN 15252027. doi: 10.1029/2011GC003661.
- G. T. Schuster and J. Rickett. Daylight imaging in V (x, y, z) media. *Utah Tomography and Modeling-Migration Project Midyear Report and Stanford Exploration Project Midyear Reports*, pages 55–66, 2000.
- G. T. Schuster and R. Snieder. *Seismic interferometry*, volume 126. 2009. ISBN 9780521871242. doi: 10.1121/1.3244988.
- G. T. Schuster, J. Yu, J. Sheng, and J. Rickett. Interferometric/daylight seismic imaging. *Geophysical Journal International*, 2004. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02251.x.
- G. Sen. *Petrology: Principles and Practice*. 2014. ISBN 9783642388002 (electronic bk.)\r3642388000 (electronic bk.). doi: 10.1007/978-3-642-38800-2.
- C. Sens-Schönfelder and U. Wegler. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 2006. ISSN 00948276. doi: 10.1029/2006GL027797.
- Servicio Nacional de Geología y Minería -Sernageomin. Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000). Geológica Digital 4. Technical report, 2003.
- N. M. Shapiro and M. Campillo. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 2004. ISSN 00948276. doi: 10.1029/2004GL019491.
- N. M. Shapiro, M. Campillo, L. Stehly, and M. H. Ritzwoller. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 2005. ISSN 00368075. doi: 10.1126/science.1108339.
- Y. Shen, Y. Ren, H. Gao, and B. Savage. An Improved method to extract very-broadband empirical Green's functions from ambient seismic noise, 2012. ISSN 00371106.
- H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, and J. Stix. *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier, 2015. ISBN 0123859395.
- J. Silvestro, P. Kraemer, F. Achilli, and W. Brinkworth. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35-36 S, Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica argentina*, 60(4): 627–643, 2005. ISSN 0004-4822.
- E. Slob and K. Wapenaar. GPR without a source: Cross-correlation and cross-convolution methods. In *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, volume 45, pages 2501–2510, 2007a. ISBN 0196-2892. doi: 10.1109/TGRS.2007.900995.
- E. Slob, D. Draganov, and K. Wapenaar. Interferometric electromagnetic Green's functions representations using propagation invariants. *Geophysical Journal International*, 2007. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03296.x.
- E. C. Slob and K. Wapenaar. Electromagnetic Green's functions retrieval by cross-correlation and cross-convolution in media with losses. *Geophysical Research Letters*, 34(5), 2007b. ISSN 00948276. doi: 10.1029/2006GL029097.
- R. Snieder. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E - Statistical Physics, Plasmas, Fluids, and Related Interdisciplinary Topics*, 69(4):8, 2004. ISSN 1063651X. doi: 10.1103/PhysRevE.69.046610.
- R. Snieder. Extracting the Green's function of attenuating heterogeneous acoustic media from uncorrelated waves. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 121(5):2637–2643, 2007. ISSN 0001-4966. doi: 10.1121/1.2713673. URL <http://asa.scitation.org/doi/10.1121/1.2713673>.

- R. Snieder, A. Grêt, H. Douma, and J. Scales. Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity. *Science*, 295(5563):2253–2255, 2002. ISSN 00368075. doi: 10.1126/science.1070015.
- R. Sparks. Forecasting volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00124-9.
- R. S. Sparks, J. Biggs, and J. W. Neuberg. Monitoring volcanoes, 2012. ISSN 10959203.
- J. Spetzler and R. Snieder. The Fresnel volume and transmitted waves. *GEOPHYSICS*, 69(3):653–663, 2004. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.1759451. URL <http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1759451>.
- M. E. Stelten, K. M. Cooper, J. A. Vazquez, A. T. Calvert, and J. J. Glessner. Mechanisms and timescales of generating eruptible rhyolitic magmas at Yellowstone Caldera from Zircon and sanidine geochronology and geochemistry. *Journal of Petrology*, 2014. ISSN 14602415. doi: 10.1093/petrology/egv047.
- C. R. Stern. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 2004. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02082004000200001.
- C. R. Stern and M. A. Skewes. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Andean Geology*, 22(2):261–272, 1995. ISSN 0718-7106. doi: DOI:http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV22n2-a09.
- F. F. Tapia Silva. Análisis estructural del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35° 18'y 35° 23's), Región del Maule, Chile. *Universidad de Chile*, (Tesis de grado), 2010. URL <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103738>.
- A. Tassara, H. J. Götze, S. Schmidt, and R. Hackney. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006. ISSN 00201669. doi: 10.1021/jc201714c.
- F. Tassi, F. Aguilera, O. Benavente, A. Paonita, G. Chiodini, S. Caliro, M. Agosto, F. Gutierrez, B. Capaccioni, O. Vaselli, A. Caselli, and O. Saltori. Geochemistry of fluid discharges from Peteroa volcano (Argentina-Chile) in 2010-2015: Insights into compositional changes related to the fluid source region(s). *Chemical Geology*, 2016. ISSN 00092541. doi: 10.1016/j.chemgeo.2016.04.007.
- S. N. Thomson and F. Hervé. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52 S). *Revista geológica de Chile*, 29(2):255–271, 2002. ISSN 0716-0208. doi: http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082002000200007.
- R. I. Tilling. The critical role of volcano monitoring in risk reduction. *Advances in Geosciences*, 2008. ISSN 16807359. doi: 10.5194/adgeo-14-3-2008.
- R. I. Tilling. Volcanism and associated hazards: The Andean perspective. *Advances in Geosciences*, 2009. ISSN 16807359. doi: 10.5194/adgeo-22-125-2009.
- D. Tormey. Geologic history of the active Azufre-Planchon-Peteroa volcanic center (35° 15'S, Southern Andes) with implications for the development of compositional gaps. *Asoc. Gel. Arg. Rev.*, (1):420–430, 1989.
- K. N. Van Dalen, K. Wapenaar, and D. F. Halliday. Surface wave retrieval in layered media using seismic interferometry by multidimensional deconvolution. *Geophysical Journal International*, 196(1):230–242, 2013. ISSN 0956540X. doi: 10.1093/gji/ggt389.
- K. N. Van Dalen, T. D. Mikesell, E. N. Ruigrok, and K. Wapenaar. Retrieving surface waves from ambient seismic noise using seismic interferometry by multidimensional deconvolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2):944–961, 2015. ISSN 21699356. doi: 10.1002/2014JB011262.
- J. Van Der Neut, M. Tatanova, J. Thorbecke, E. Slob, and K. Wapenaar. Deghosting, demultiple, and deblurring in controlled-source seismic interferometry. *International Journal of Geophysics*, 2011, 2011. ISSN 1687885X. doi: 10.1155/2011/870819.
- D.-J. van Manen, A. Curtis, and J. O. Robertsson. Interferometric modeling of wave propagation in inhomogeneous elastic media using time reversal and reciprocity. *GEOPHYSICS*, 2006. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.2213218.

- I. Vasconcelos and R. Snieder. Interferometry by deconvolution: Part 1 — Theory for acoustic waves and numerical examples. *GEOPHYSICS*, 73(3):S115–S128, 2008a. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.2904554. URL <http://library.seg.org/doi/10.1190/1.2904554>.
- I. Vasconcelos and R. Snieder. Interferometry by deconvolution: Part 2 — Theory for elastic waves and application to drill-bit seismic imaging. *GEOPHYSICS*, 73(3):S129–S141, 2008b. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.2904985. URL <http://library.seg.org/doi/10.1190/1.2904985>.
- I. Vasconcelos, R. Snieder, and H. Douma. Representation theorems and Green’s function retrieval for scattering in acoustic media. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, 80(3), 2009. ISSN 15393755. doi: 10.1103/PhysRevE.80.036605.
- C. von Hillebrandt. Estudio geovolcanológico del Complejo Volcánico Cuicocha-Cotacachi y sus aplicaciones. Provincia de Imbabura. *Unpublished Thesis, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador*, 1989.
- Y. Wang, Y. Luo, and G. T. Schuster. Interferometric interpolation of missing seismic data. *GEOPHYSICS*, 2009. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.3110072.
- K. Wapenaar. Synthesis of an inhomogeneous medium from its acoustic transmission response. *GEOPHYSICS*, 2003. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.1620649.
- K. Wapenaar. Retrieving the elastodynamic Green’s function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, 93(25), 2004. ISSN 00319007. doi: 10.1103/PhysRevLett.93.254301.
- K. Wapenaar and J. Fokkema. Green’s function representations for seismic interferometry. *GEOPHYSICS*, 2006. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.2213955.
- K. Wapenaar and J. Thorbecke. On the retrieval of the directional scattering matrix from directional noise. *SIAM Journal on Imaging Sciences*, 6(1):322–340, 2013. ISSN 1936-4954. doi: <https://doi.org/10.1137/12086131X>.
- K. Wapenaar, D. Draganov, J. Thorbecke, and J. Fokkema. Theory of acoustic daylight imaging revisited. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2002*, pages 2269–2272. Society of Exploration Geophysicists, 2002. ISBN 1052-3812. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1817165>.
- K. Wapenaar, D. Draganov, and J. Robertsson. Seismic Interferometry: History and Present Status, 2008a.
- K. Wapenaar, J. van der Neut, and E. Ruigrok. Passive seismic interferometry by multidimensional deconvolution. *GEOPHYSICS*, 73(6):A51–A56, 2008b. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.2976118. URL <http://library.seg.org/doi/10.1190/1.2976118>.
- K. Wapenaar, D. Draganov, R. Snieder, X. Campman, and A. Verdel. Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications. *GEOPHYSICS*, 75(5):75A195–75A209, 2010a. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.3457445. URL <http://library.seg.org/doi/10.1190/1.3457445>.
- K. Wapenaar, E. Slob, R. Snieder, and A. Curtis. Tutorial on seismic interferometry: Part 2 — Underlying theory and new advances. *GEOPHYSICS*, 75(5):75A211–75A227, 2010b. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.3463440. URL <http://library.seg.org/doi/10.1190/1.3463440>.
- K. Wapenaar, E. Ruigrok, J. Van Der Neut, and D. Draganov. Improved surface-wave retrieval from ambient seismic noise by multi-dimensional deconvolution. *Geophysical Research Letters*, 38(1), 2011a. ISSN 00948276. doi: 10.1029/2010GL045523.
- K. Wapenaar, J. van der Neut, E. Ruigrok, D. Draganov, J. Hunziker, E. Slob, J. Thorbecke, and R. Snieder. Seismic interferometry by crosscorrelation and by multidimensional deconvolution: A systematic comparison. *Geophysical Journal International*, 185(3):1335–1364, 2011b. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05007.x.
- R. L. Weaver and O. I. Lobkis. Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlations at mhz frequencies. *Physical Review Letters*, 2001. ISSN 10797114. doi: 10.1103/PhysRevLett.87.134301.
- C. Weemstra, D. Draganov, E. N. Ruigrok, J. Hunziker, M. Gomez, and K. Wapenaar. Application of seismic interferometry by multidimensional deconvolution to ambient seismic noise recorded in Malargüe, Argentina. *Geophysical Journal International*, 2017. ISSN 1365246X. doi: 10.1093/gji/ggw425.

- M. B. Widess. How thin is a thin bed? *GEOPHYSICS*, 1973. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.1440403.
- E. Wielandt and P. Bormann. Seismic Signals and Noise. *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, 2012. ISSN 00189480. doi: 10.2312/GFZ.NMSOP-2.
- A. Wolf. *A History of Science, Technology, and Philosophy in the 16th, 17th, and 18th Centuries*. Thoemmes Press, 1935. ISBN 1855065746 084461484X. doi: 10.2307/2015762.
- J. Xia, R. D. Miller, and C. B. Park. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *GEOPHYSICS*, 1999. ISSN 0016-8033. doi: 10.1190/1.1444578.
- Y. Yang and M. H. Ritzwoller. Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008. ISSN 15252027. doi: 10.1029/2007GC001814.
- Ö. Yilmaz. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*. 2001. ISBN 093183046X. doi: 10.1190/1.9781560801580.
- J. Yu and G. T. Schuster. Enhancing illumination coverage of VSP data by crosscorrelogram migration. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004*, pages 2501–2504. Society of Exploration Geophysicists, 2004. ISBN 1052-3812. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1845235>.
- J. Yu and G. T. Schuster. Crosscorrelogram migration of inverse vertical seismic profile data. *Geophysics*, 2006. ISSN 00168033. doi: 10.1190/1.2159056.
- M. Zamora, G. Sartoris, and W. Chelini. Laboratory measurements of ultrasonic wave velocities in rocks from the Campi Flegrei volcanic system and their relation to other field data. *Journal of Geophysical Research*, 1994. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/94JB00121.
- Z. Zhan, V. C. Tsai, and R. W. Clayton. Spurious velocity changes caused by temporal variations in ambient noise frequency content. *Geophysical Journal International*, 2013. ISSN 0956540X. doi: 10.1093/gji/ggt170.